

P 48

Nancy

Juin 1970

GEOLOGIE DES GISEMENTS
DE FER DE LORRAINE

L. BUBENICEK

Handy



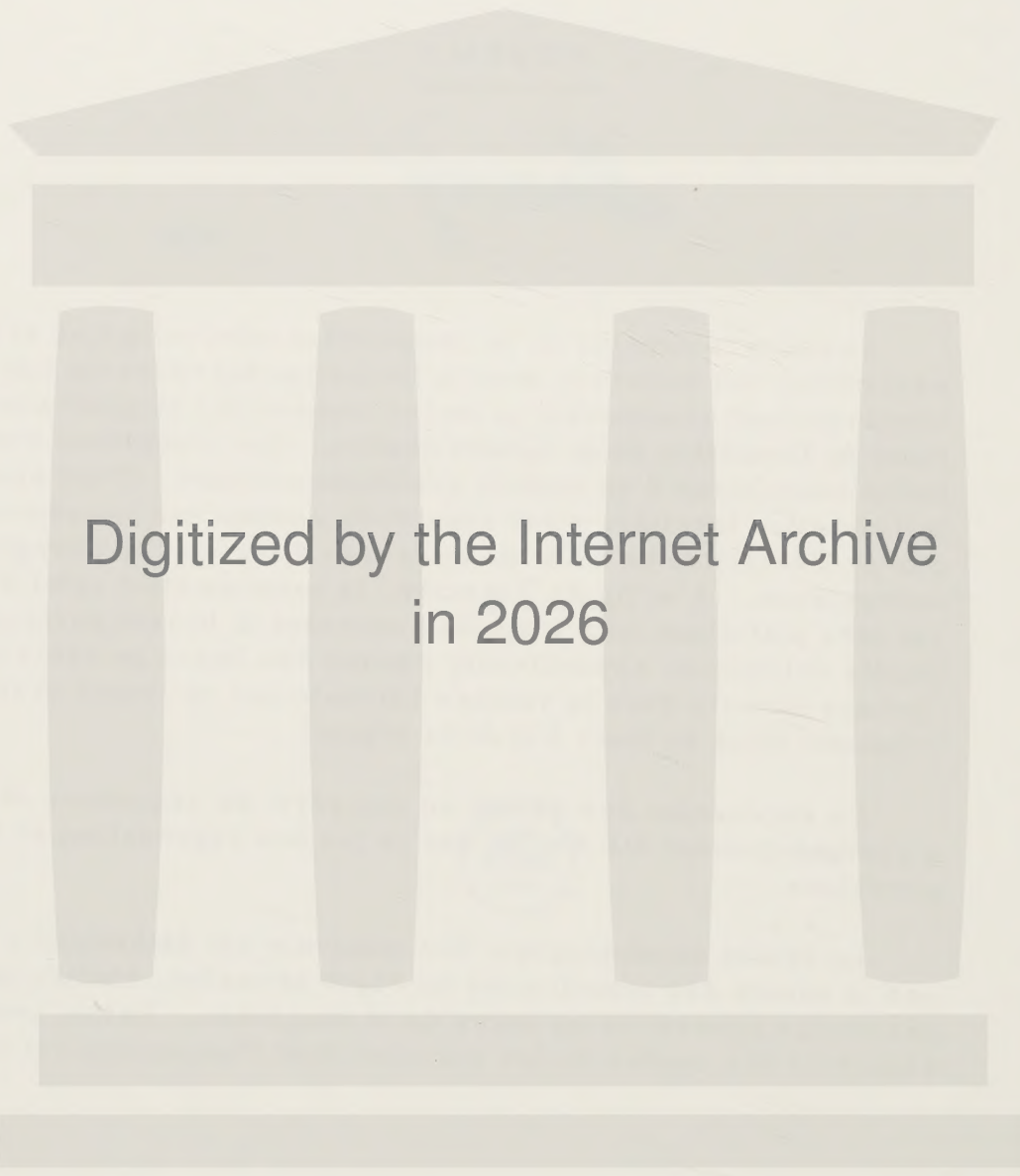
RESUME

Les divers aspects de la composition minéralogique et de la répartition des minerais dans la formation ferrifère de Lorraine s'interprètent simplement si on les replace par rapport aux conditions de formation de la minéralisation. Ces conditions sont restituées sous forme d'un modèle génétique complet. C'est ainsi que la formation ferrifère s'est constituée comme une conséquence logique de l'évolution de l'Est du Bassin de Paris après l'orogénèse hercynienne. A la fin du Toarcien, le paysage était celui d'un littoral très plat d'une mer à marées couvrant le bassin parisien. Les dépôts oolithiques apparaissent comme des bancs de sable dans les chenaux ouverts dans la vasière littorale par un fleuve arrivant du continent situé au Nors Est de la région.

La succession des dépôts en une série de séquences négatives a essentiellement été établie par le jeu des régressions et transgressions.

Le faciès minéralogique des minerais est déterminé d'une part par la nature des constituants du dépôt primaire, d'autre part par les processus intervenus au cours de la diagénèse. Parmi ceux-ci, la réduction des oxydes de fer est celui dont l'empreinte est la plus forte.

oOo



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41551920_0030

TABLE DES MATIERES

<u>PROPOS LIMINAIRES</u>	1
<u>I. LES PHENOMENES QUI ONT CONTRIBUE A LA GENESE DU GISEMENT LORRAIN</u>	7
1.1 - Mise en place de la géographie de la Lorraine	7
1.2 - Formation des dépôts	19
1.3 - Fromation des oolithes	25
1.4 - Constitution des séries	27
1.5 - Origine des constituants	29
1.6 - Evolution des dépôts au cours de la diagénèse	38
1.7 - Les transformations ultérieures	66
<u>II. BILANS CHIMIQUE ET MINERALOGIQUE DES MINERAIS</u>	71
2.1 - Approche du problème	71
2.2 - Bilan chimique basé sur les lois de formation	74
2.3 - Calcul de la composition minéralogique quantitative à partir des équations fondamentales	102
2.4 - Conclusion	108
<u>III. DISTRIBUTION DES MINERAIS DANS LA FORMATION FERRIFERE</u>	109
3.1 - L'analyse séquentielle	109
3.2 - La série du bassin de Briey	114
3.3 - La série du bassin de Nancy	120
3.4 - Distribution des caractéristiques des minerais	121
3.5 - Limites de la minéralisation : problèmes de l'extension du gisement	
3.6 - Morphologie tectonique	128
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	133

PROPOS LIMINAIRES

En décembre 1944, l'industrie française du fer et de l'acier se donnait un outil moderne de recherches en créant l'Institut de Recherches de la Sidérurgie : l'IRSID. Elle lui confiait la mission d'étudier les divers aspects de l'élaboration et du traitement de l'acier, en vue de pouvoir apporter partout où cela était possible les améliorations techniques induites par une meilleure connaissance des phénomènes. Valoriser le minerai lorrain, tel était l'un des objectifs que se fixait l'IRSID dans le domaine de la préparation de la charge des hauts fourneaux.

Une parfaite connaissance du fond géologique est la base essentielle d'une telle entreprise. Or, malgré l'abondant dossier constitué depuis de nombreuses années sur ce gisement, aucune des hypothèses génétiques proposées ne permettait de construire un modèle pour engager les raisonnements techniques : répartition des éléments chimiques, nature et composition des phases ferrifères et de la gangue, prélèvement d'échantillons représentatifs, etc ...

La première tâche à entreprendre était de nature analytique. Après deux années de recherches, un premier bilan pouvait être dressé ; les phases constituant les minerais avaient pu être isolées. Leur composition chimique originale permettait de comprendre et d'orienter les essais d'enrichissement. Par ailleurs, la compréhension de l'origine de la structure apportait du même coup un outil pour l'étude de la répartition des minerais dans la formation minéralisée et pour la solution du problème du prélèvement d'échantillons représentatifs.

Ce n'était cependant qu'une étape. L'objectif fixé n'était pas atteint par cette simple description de faits. Il manquait l'élément déterminant de toute analyse géologique d'une minéralisation, à savoir la loi qui sous-tend ces faits et qui permet alors non seulement d'expliquer mais de prévoir. Ceci n'a pu être acquis qu'après un travail plus précis et plus complet qui a duré près de sept ans. Le résultat de cette étape est un modèle génétique approchant ce que dans d'autres domaines de la Science il est convenu d'appeler un modèle mathématique.

Ce modèle diffère sensiblement de ce que les auteurs anciens avaient proposé comme génèse de la minéralisation. G.C. AMSTUTZ à plusieurs reprises (1960-1964), a cherché à situer les théories génétiques dans un contexte humain. Il est effectivement étonnant de constater à quel point les théories émises à propos des gisements sont nombreuses et variées. Cet auteur a remarqué que, du point de vue historique, les hypothèses génétiques sont fonction des modes de pensée humaine ; ces derniers dépendent de l'environnement géographique et biologique. Ceci est tellement vrai que l'on observe que les peuples immigrés affectionnent les théories épigénétiques. Il apparaît évident que toute nouvelle avance en science correspond au même moment    une importante avance de la connaissance de l'homme lui-même. Un nouvel état d'esprit s'est créé en de nombreux points du globe après la deuxième guerre mondiale, à partir du moment où l'on s'est mis à regarder l'homme de l'intérieur en prenant une certaine distance vis à vis de son mode de vie superficiel. Cette phase en plein essor est certainement la plus productive sur le plan scientifique, car l'analyse devient pénétrante, objective, et les résultats compréhensibles et enrichissants.

Il est bon cependant, dans le cas particulier du gisement lorrain, d'effectuer ce retour en arrière pour saisir les étapes successives qui jalonnent cette apparente lenteur de l'évolution des idées. Pour les anciens auteurs ayant étudié les gisements ferrifères oolithiques, la part essentielle était faite à l'épigénèse dans la formation du gisement, c'est-à-dire dans la concentration du fer au sens dynamique du terme. C'est ainsi que de nombreuses hypothèses ont été formulées avec apport de solutions minéralisantes et remplacement d'assises préexistantes. Cependant, progressivement l'accumulation de faits nouveaux a eu pour résultat de modifier ce point de vue pour arriver à l'idée que la concentration du fer en un gisement est un phénomène lié à des différenciations antérieures au dépôt.

C'est alors que sont apparus des schémas génétiques extrêmement variés pour expliquer les textures que l'on observe actuellement. La part jouée par les différents processus est éminemment variable suivant les auteurs et suivant l'élément d'observation considéré comme déterminant. On ne peut parler cependant d'ordre chronologique strict des hypothèses génétiques, mais plutôt d'écoles.

La première école globalement la plus ancienne, admettait que la concentration du fer s'était opérée par diagénèse. Des solutions minéralisantes d'origines diverses riches en fer seraient venues remplacer des formations calcaires préexistantes. Ce schéma général de formation avait été soutenu par P. VILLAIN (1899, 1902) et J.P. AREND (1933) pour lesquels les différents minéraux s'étaient formés directement lors du processus de remplacement, c'est-à-dire sans remaniements. Pour L. CAYEUX (1909, 1911, 1922) et L. DEVERIN (1945), la génèse impliquait après le remplacement, une phase de remaniement dont l'une des conséquences essentielles était l'oxydation des minéraux ferreux. Les plus récents défenseurs des théories diagénétiques ont été J.R. CASTANO et R.M. GARRELS (1950).

L'école de tendance opposée qui considère que le gisement de fer est le résultat d'un processus complexe de différenciation mais antérieur au dépôt, c'est-à-dire à la formation du sédiment, trouvait un précurseur en M.A. BRACONNIER (1883). A partir de cette hypothèse générale, de nombreuses tendances se sont dessinées. La plus ancienne regroupe les défenseurs de la précipitation directe du fer au fond du bassin de sédimentation. Les oolites se seraient alors constituées dans le dépôt au cours de sa lithification. Toutefois, alors que pour certains auteurs le précipité primaire est une phase silicatée : la chlorite, la limonite se formant lors des remaniements, pour les autres la distribution minéralogique dépend de la distance au rivage. Parmi les tenants du premier mode de dépôt on peut citer : G. BERG (1924, 1944), A.F. HALLIMOND (1925), J. BICHELONNE et P. ANGOT (1939), J.H. TAYLOR (1945, 1949), L. BUSHINSKY (1956), B.P. KROTOV (1952). Plus récents, en général, sont les auteurs qui font intervenir la distance au rivage comme facteur déterminant de la pétrologie : S. CAILLERE et F. KRAUT (1954, 1956), L.V. POUSTOVALOV (1940), H. BRAUN (1962), J. PETRANEK (1963).

Une nouvelle tendance plus moderne dans cette école se dessinait lorsque les auteurs ont admis que les oolithes devaient s'être formées avant leur dépôt. Pour certains, elles pouvaient acquérir au moment de leur formation, leur nature minéralogique définitive. Alors que pour H. BORCHERT (1952-1960, le ciment est primaire, nombreux sont les auteurs lui attribuant une origine diagénétique : G.I. TEODOROVITCH (1954), S.P. POPOV (1955), M.S. TOCHILIN (1956), G. COURTY (1959-1960), L.H. FORMOZOVA (1959), K.C. DUNHAM (1960). C'est dans cette tendance qu'apparaissent les théories génétiques les plus avancées admettant une nature oxydée pour les oolithes formées avant leur dépôt. Les différents minéraux réduits du fer sont le résultat des processus diagénétiques : J.S. BROWN (1943), C.W. CORRENS (1947-1952), H. HARDER (1951-1957), H. KOLBE (1953-1958).

Ces diverses hypothèses sont le reflet d'un cheminement de l'interprétation au fur et à mesure que de nouveaux faits étaient mis en lumière et que la société humaine évoluait. A propos des gisements de minerais de fer oolithiques, la controverse actuellement encore très vive entre tenants des théories syngénétiques et ceux des théories épigénétiques pour les minerais sulfurés s'est éteinte il y a environ un quart de siècle. L'origine sédimentaire est aujourd'hui acquise. Il n'est pas certain que dans le domaine des sulfurés, la solution soit unique et surtout aussi simple que pour les oolithes ferrifères. Cependant dans de nombreux cas, il a pu être montré qu'une origine sédimentaire des sulfures métalliques était une hypothèse plus riche et plus positive que celles faisant intervenir des solutions hydrothermales. Il n'est pas inutile cependant de chercher à comprendre ce qui se cache derrière le terme de sédimentaire, ainsi que nous y invite P. ROUTHIER (1963). Les formations ferrifères oolithiques présentent des figures indubitables de dépôt dans des bassins marins. Cependant, dès qu'il s'agit de faire la part du rôle des différents processus sédimentaires dans la formation du gisement et dans celle de la concentration, les opinions divergent et là encore dépendent d'archétypes de pensée. La tendance la plus marquée de ces dernières années, principalement due aux échanges internationaux est un rattachement de l'ensemble des phénomènes aux conditions générales de sédimentation. Cette tendance amène à considérer un synchronisme de la minéralisation et des roches encaissantes (P. ROUTHIER, 1963). Les diverses figures particulières s'expliquent alors par des intensités variables en fonction des caractéristiques locales des facteurs d'action sédimentaires, et par l'intensité des modifications ultérieures.

D'une manière générale, les hypothèses génétiques sont présentées dans les ouvrages géologiques comme une explication des observations qui seules forment le fond du travail. C'est une position tout à fait opposée qu'il convient de soutenir. Un modèle génétique est au même titre qu'une loi physique, l'équation qui permet d'en tirer les conséquences et donc en géologie d'expliquer tous les faits par voie déductive. Il est bien certain que à l'origine d'une étude, il est essentiel de s'attacher à décrire les faits. Mais ceux-ci sont nombreux, voire en nombre illimité et la mise en place d'une classification ne représente qu'une approche très mal adaptée. Cette démarche fige les faits et oblige à trancher dans les limites de classes qui en réalité correspondent à des unités géologiques au moins aussi importantes que les centres des classes. Mais d'un point de vue plus rigoureux, il convient de s'interroger sur la signification d'une description géologique. Une description objective ne peut jamais être atteinte ; dans la réalité, la description apparaît comme une restitution d'une série d'observations : celles-ci proviennent d'une appréhension des faits réels par l'homme grâce à ses sens de perception. Mais les limites du champ d'observation obligent à interposer entre la réalité et l'observateur des instruments, c'est surtout de plus au niveau de l'observateur que résident les plus fortes causes d'altération. D'une part, il est extrêmement difficile d'explicitier les formes que présente la réalité objective. On pallie cette difficulté en comparant à des abaques de référence mais alors en fixant arbitrairement la forme. Bien plus important est le fait que l'observateur ne peut échapper à la nécessité qui le pousse à rechercher les relations temporelles entre constituants. L'observation devient alors subjective. Souvent une anomalie fait oublier la masse. Souvent aussi, le raisonnement logique simple conduit à de fausses interprétations par méconnaissance des lois de la physico-chimie ou par manque d'accessibilité à certaines observations.

La description objective absolue ne peut donc représenter un but à atteindre pour le chercheur en géologie. C'est au contraire une démarche permanente d'intégration des faits à toutes les échelles dans un modèle scientifique général qui constitue la recherche en ce domaine. Cette méthode de travail n'est appliquée en géologie sédimentaire que très récemment ainsi que le souligne N.M. STRAKHOV (1957). Elle repose sur l'élaboration permanente à l'aide de tous les faits y compris les anomalies apparentes du schéma génétique le plus probable. La démarche intellectuelle qui permet d'y parvenir est une constante utilisation de l'intuition et de la déduction. Cette démarche fait apparaître progressivement les éléments du modèle le plus probable par apports et modifications successifs. Le modèle génétique est acquis lorsque tous les faits accessibles sont intégrés.

On a longtemps présenté les anomalies de concentration que représentent les gisements comme liées à des causes extraordinaires. C'est à un autre mode de pensée qu'il convient de se référer pour aboutir à un modèle génétique. Les facteurs d'action dans la nature sont innombrables et leur influence sur le cycle des éléments chimiques extrêmement complexe. Ces facteurs d'ordres physiques, biologiques, chimiques peuvent être favorables ou défavorables à la concentration d'un élément. Ils varient par ailleurs dans l'espace et dans le temps. L'étude de ces différenciations des éléments chimiques constitue la géochimie. Les lois qui président aux concentrations sont indépendantes de cette concentration. L'échelle par contre est sous la dépendance de la rencontre des phénomènes favorables. La probabilité de cette rencontre est d'autant plus faible que la concentration est plus importante.

C'est pourquoi les oolithes ferrifères sont très fréquentes dans les sédiments, alors que les gisements oolithiques de la taille de celui de Lorraine sont exceptionnels.

En s'appuyant sur cette conception de l'origine des gisements, il devient relativement aisé de rechercher les facteurs dominants de la formation d'un gisement donné. Ces facteurs ne sont pas apparus exclusivement pour créer le gisement considéré, mais se sont manifestés avec des intensités variables dans d'autres formations géologiques. Une fois ces facteurs reconnus, il est très utile d'en étudier l'effet et les résultats là où ils ont agi avec le maximum d'intensité voire même là où ils sont prédominants. On peut citer ainsi : la formation des oolithes aux Bahamas, les figures des bordures littorales à "slikke vaseuse" de la Côte Hollandaise, etc ... La combinaison de ces phénomènes élémentaires est à l'origine du gisement lorrain et est restituée par le modèle génétique proposé.

C'est une telle démarche qui a été suivie pour l'étude du gisement de fer de Lorraine. C'est elle également qui guidera la présentation de ce travail où le modèle sera décrit avant d'en présenter les conséquences. L'étude descriptive avait été déjà publiée en 1961 et ne sera donc pas reprise ici.

I. LES PHENOMENES QUI ONT CONTRIBUE A LA GENESE DU GISEMENT LORRAIN

I.1 - MISE EN PLACE DE LA GEOGRAPHIE DE LA LORRAINE*1.1.1 - Introduction :*

La formation ferrifère de Lorraine, dont la mise en place définitive remonte à la fin du Jurassique inférieur, au Toarcien terminal, doit s'expliquer à la lumière des événements qui ont modelé l'Europe au cours des âges antérieurs. Il n'est cependant pas nécessaire de remonter au delà des bouleversements de l'orogénèse hercynienne qui ont représenté une profonde césure entre l'ère primaire et les âges postérieurs. Cet événement remonte à environ 250 millions d'années, c'est-à-dire antérieur de 100 millions d'années à la formation ferrifère (A. HOLMES, 1959). Il est essentiel de bien prendre conscience du fait que toutes les études détaillées d'une région montrent qu'il n'y a pas de discontinuité dans les phénomènes tectoniques, mais plutôt des déformations continues avec des phases paroxysmales (J. GOGUEL, 1952). C'est cette succession d'événements que l'on cherche à reconstituer à partir des témoins noyés dans les formations anciennes. Mais ces formations sont le résultat final d'actions très diverses, souvent contraires - dépôts, érosions, déformations - et les témoins de formation et d'évolution, pour autant qu'ils aient été conservés, en deviennent généralement passibles d'interprétations contradictoires. Restituer les paysages antérieurs, tel est l'un des buts de l'étude paléogéographique d'une région. On imagine assez ce que cette opération présuppose d'hypothèses (A. LOMBARD 1956, A. HALLAM 1964, H. et G. TERMIER 1960, R. FURON 1959).

Dans ses grandes lignes, l'histoire du bassin parisien, du Permo-Trias à la fin du Lias, peut se résumer comme un démantèlement des reliefs hercyniens avec invasion progressive du continent par la mer (M. GIGNOUX 1950).

Le domaine marin limité au début à la bordure occidentale d'une mer située sur l'Allemagne du Nord, progresse plus ou moins régulièrement vers l'Ouest, jusqu'à recouvrir l'ensemble du bassin parisien vers la fin du Jurassique inférieur. Pendant cette transgression, des liaisons de plus en plus fréquentes apparaissent par delà les seuils, avec les bassins et mers méridionaux. Ce n'est qu'avec le Jurassique moyen cependant que le bassin parisien est rattaché au domaine atlantique par l'affaissement de la Picardie.

1.1.2 - Les paléogéographies du début de l'ère secondaire dans le Bassin Parisien :

a) Permien

Durant les 45 millions d'années que dura le Permien, les importants reliefs mis en place pendant les derniers stades orogéniques hercyniens sont détruits et les produits de démantèlement s'accumulent sur place dans des bassins continentaux locaux. Le domaine marin est développé en Allemagne du Nord et cette mer dite du Zechstein vient lécher la bordure nord-ouest des Vosges. Elle s'est installée après l'épisode orogénique hercynien tardif du Permien moyen : c'est une mer épicontinentale sursalée à lagunes avec tendances au dessèchement sur place (J. RICOUR 1962, 1963 et G. WATERLOT 1963). A la fin de cette période le paysage général de l'Est de la France est celui d'une pénéplaine (figure 1).

b) Trias

Après le dépôt du grès vosgien inférieur, l'histoire du Trias qui s'étend également sur 45 millions d'années est une lutte constante d'influence entre la mer et le continent sur tout l'étendue de l'Europe Occidentale. Les faciès marins dominant sans que la profondeur de la mer ait jamais été forte. Des zones sursalées, isolées du large par des seuils ont permis aux saumures concentrées de précipiter et de donner des dolomies, du sulfate de calcium, du chlorure de sodium et même dans certains cas des sels de potasse. L'évaporation était vraisemblablement favorisée par un climat desséchant ; toutefois, le milieu n'était certainement pas désertique mais marin ou amphibie.

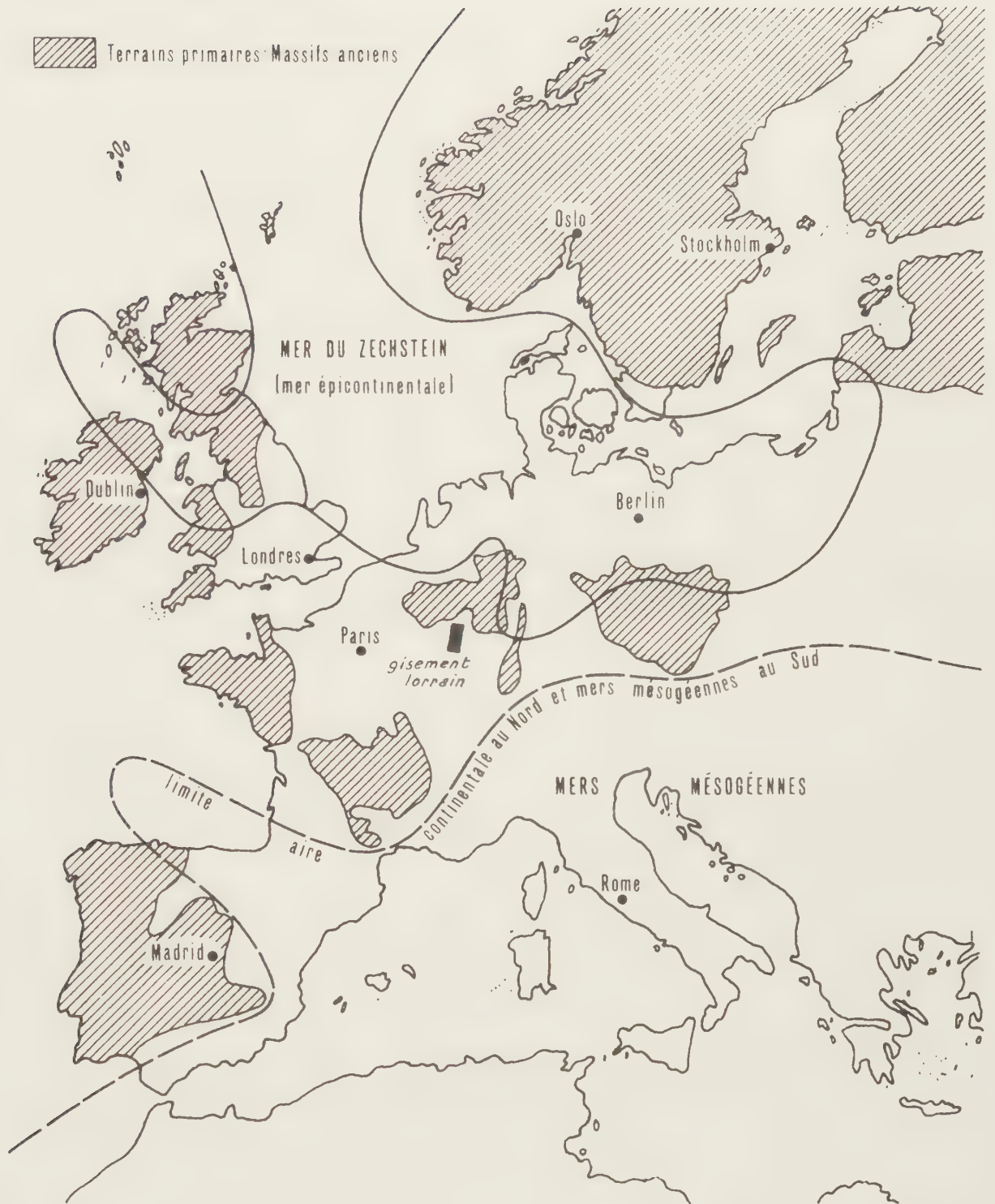


Fig.1

Les unités paléogéographiques européennes du début de l'ère secondaire (d'après M. Gignoux 1950)

Les conclusions auxquelles est arrivé J. RICOUR (1963) confirment les vues de J. PERRIAUX (1961) qui estime que le climat était chaud, semi-aride sur le continent ; vraisemblablement cette région se situait entre 5° et 20° de latitude.

Dans le détail, le Trias montre les épisodes suivants : au Trias inférieur, une transgression d'Est en Ouest envahit le continent en cours d'arasion et s'installe dans la cuvette (fig. 2). Deux ensembles émergés encadrent un golfe orienté sud-ouest - nord-est ouvert au nord-est et jalonnant les villes de Bar-sur-Aube, Nancy et Sarralbe, Sarreguemines. Des deux masses continentales émergées : le Hünseruck au nord et le "continent gaulois" au sud, seul le second est à l'origine des matériaux accumulés au cours de cette période. Cette zone origine se situait vers Bussières-les-Belmont à l'ouest de Monthureux-sur-Saône. Le dépôt de sable s'est effectué par des courants divaguants, les conglomérats apparaissant sous l'impulsion d'effets de chasse d'eau à la suite de périodes de forte pluviométrie (J. PERRIAUX 1961, N. THEOBALD et R. LAUGIER 1963).

Le Trias moyen est caractérisé par des poussées fréquentes de la mer venant du nord-est, suivie de son installation plus définitive (fig. 3). Les dépôts sont ceux de marais et de mer souvent alternant, avec en particulier des argiles, des calcaires coquilliers et des dolomies. Ces dernières formations trahissent une sursalure prononcée de la mer, sursalure qui explique les niveaux à évaporites de la fin du Trias moyen. (B. HAGUENAUER 1961, J. RICOUR 1962).

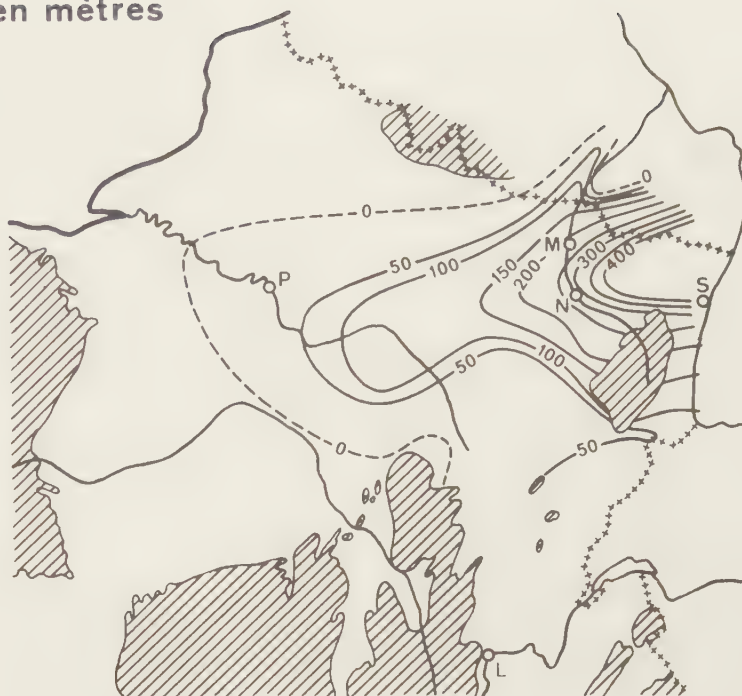
Le Trias supérieur apparaît comme largement transgressif vers l'ouest (fig. 4) mais le caractère sursalé de la mer s'accentue et les dépôts argileux à évaporites et dolomies deviennent de règle.

Au total, le Trias correspond à une avance sensible de la mer vers l'ouest mais cependant les dépôts ne dépassent pas beaucoup la ligne formée par les côtes de Meuse (J. WILLEMIN 1963, L. YAPAUKJIAN 1963).

a. Courbes isopaques en mètres

-  Terrains antérieurs au trias
 Terrains postérieurs au trias

ère secondaire	Dogger	Bathonien
		Bajocien
	Lias	Toarcien
		Domèrien
		Carixien
		Lotharingien
		Hett. Sin.
		Rhétien
	Trias	supérieur
		moyen
		inférieur
ère primaire		Permien



b. Paysage

- Domaines:
-  marin et sursalé;
 -  du Grès vosgien et du Grès à Voltzia;
 -  intermédiaire;
 -  continental.

 Principaux courants de sédimentation à l'époque du Grès à Voltzia.



Fig. 2 – Paléogéographie du Trias inférieur: Werfénien.

[d'après J. Ricour 1962, colloque du Trias français 1963, J. Perriaux 1961]

a. Courbes isopaques en mètres

-  Terrains antérieurs au trias
 Terrains postérieurs au trias

ère secondaire	Dogger	Bathonien
		Bajocien
	Lias	Toarcien
		Domérien
		Carixien
		Lotharingien
	Trias	Hett. Sin.
		Rhétien
		supérieur
ère primaire	Trias	moyen
		inférieur
		Permien



b. Paysage

- Domaines :
-  néritique et à Diplopores;
 sursalé;
 marin germanique;
 continental.



Fig. 3 – Paléogéographie du Trias moyen : Lettenkohle et Muschelkalk
 [d'après J. Ricour 1962, colloque du Trias français 1963]

a. Courbes isopaques en mètres

-  Terrains antérieurs au trias
 Terrains postérieurs au trias

ère secondaire	Dogger	Bathonien
		Bajocien
	Lias	Toarcien
		Domérien
		Carixien
		Lotharingien
		Hett. Sin.
		Rhétien
Trias	supérieur	
	moyen	
	inférieur	
	Permien	
ère primaire		



b. Paysage

Domaines :

-  marin sursalé
 germanique
 keupérien salifère
 continental



Fig. 4 – Paléogéographie du Trias supérieur : Keuper

[d'après J. Ricour 1962, colloque du Trias français 1963]

c) Lias

Le Lias, ou Jurassique inférieur, correspond à une accentuation très poussée de ce mouvement général de transgression vers l'ouest. Les avis sont partagés sur la position stratigraphique du début de cette période, et en particulier sur la position du Rhétien (P.L. MAUBEUGE 1962, 1964, Colloque Jurassique 1962, R. LAUGIER 1963, Colloque Lias 1963). Sans entrer dans le détail de cette discussion, on estime que l'ensemble du Jurassique a duré 45 millions d'années en situant le Rhétien dans le Lias, le Lias proprement dit représentant au total environ un tiers de cette période.

Dans ses grandes lignes, cette importante transgression du Lias s'est opérée en plusieurs temps (A. LEFAVRAIS - RAYMOND et O. HORON 1961). Durant tout le Lias inférieur, la dépression eifélienne a continué à fonctionner mettant en communication les mers du bassin de Paris et de l'Allemagne du Nord (fig. 5-6). Dès cette époque cependant, des influences méridionales se manifestaient par le détroit morvano-vosgien ouvert depuis le Rhétien. Au Lias moyen, cette liaison a disparu en même temps que l'on assistait à un enfoncement de la bordure sud du massif ardennais et du Morvan. Les Vosges et la Forêt Noire se voient également envahies par la montée des eaux. C'est au Lias moyen également que s'ouvre le détroit poitevin, et que s'installe la communication avec la mer couvrant l'Angleterre (fig. 7-8-9). Le Lias supérieur voit d'abord un arrêt des déplacements au cours du Toarcien suivi d'une importante régression (fig. 10): la régression aalénienne (J. SCHIRARDIN 1960). Pendant tout le Lias par conséquent les massifs anciens jouaient le rôle de barrière, puis une fois immergés, le rôle de hauts-fonds. Le massif armoricain n'a cependant jamais été envahi.

Dans le détail, en Lorraine (W. KLUPFEL 1917, 1920, PL. MAUBEUGE (1949-1953), le Lias débute par les formations marines du Rhétien, qui apparaissent sous forme de grès surmontés d'argiles schisteuses noires devenant au sommet des argiles rouges dites de Levallois (fig. 5). Ces faciès deviennent franchement littoraux au nord en bordure du massif encore émergé des Ardennes. Les caractères particuliers des argiles de la fin du Rhétien font penser à une récurrence des faciès lagunaires du Trias supérieur.

Paléogéographie du Lias inférieur

[d'après colloque du Lias français 1961]

Courbes isopaques en mètres

ère secondaire	Dogger	Bathonien
		Bajocien
	Lias	Toarcien
		Domérien
		Carixien
		Lotharingien
		Hett. Sin.
		Rhétien
		supérieur
	Trias	moyen
inférieur		
Permien		
ère primaire		

-  Terrains antérieurs au trias
 Terrains antérieurs au lias
 Terrains postérieurs au lias

ère secondaire	Dogger	Bathonien
		Bajocien
	Lias	Toarcien
		Domérien
		Carixien
		Lotharingien
		Hett. Sin.
		Rhétien
		supérieur
	Trias	moyen
inférieur		
Permien		
ère primaire		



Fig.5 - Rhétien



Fig.6 - Hettangien - Sinémurien

Paléogéographie du Lias moyen

[d'après colloque du Lias français, 1961]

Courbes isopaques en mètres

ère secondaire	Dogger	Bathonien
		Bajocien
	Lias	Toarcien
		Domérien
		Carixien
		Lotharingien
		Hett. Sin
		Rhétien
		supérieur
	Trias	moyen
inférieur		
Permien		
ère primaire		

-  Terrains antérieurs au trias
 Terrains antérieurs au lias
 Terrains postérieurs au lias

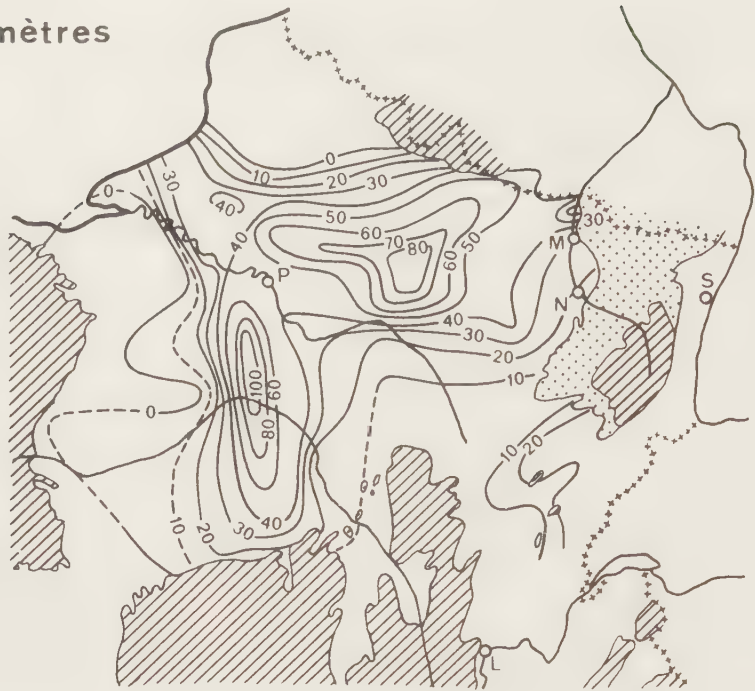


Fig.7 - Lotharingien

ère secondaire	Dogger	Bathonien
		Bajocien
	Lias	Toarcien
		Domérien
		Carixien
		Lotharingien
		Hett. Sin.
		Rhétien
	Trias	supérieur
		moyen
inférieur		
ère primaire		Permien



Fig.8 - Carixien

Paléogéographie du Lias moyen et supérieur

[d'après colloque du Lias français , 1961]

Courbes isopaques en mètres

ère secondaire	Dogger	Bathonien
		Bajocien
	Lias	Toarcien
		Domérien
		Carixien
		Lotharingien
		Hett - Sin
		Rhétien
	Trias	supérieur
		moyen
inférieur		
ère primaire		Permien

-  Terrains antérieurs au trias
 Terrains antérieurs au lias
 Terrains postérieurs au lias

ère secondaire	Dogger	Bathonien
		Bajocien
	Lias	Toarcien
		Domérien
		Carixien
		Lotharingien
		Hett. Sin
		Rhétien
		supérieur
	Trias	moyen
inférieur		
Permien		
ère primaire		

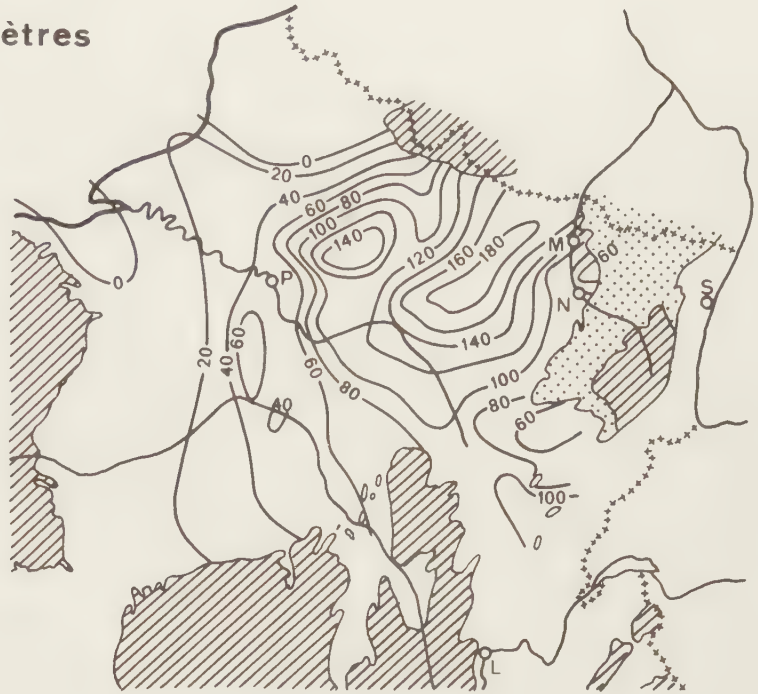


Fig.9 - Domérien



Fig.10 - Toarcien - Aalénien

Le Rhétien est surmonté de l'ensemble Hettangien-Sinémurien : au début ce sont encore des grès dont l'épaisseur va croissant vers le nord-ouest qui passent ensuite à des calcaires marneux alternant avec des marnes, faciès marins nettement plus profonds. Des figures d'émer-sion entre ces deux étages sont fréquemment rencontrées en Lorraine.

Le Lotharingien correspond à des dépôts encore plus marneux : ce sont d'abord des calcaires marneux et marnes sableuses à nodules phosphatés et surfaces taraudées, recouverts par des marnes feuilletées et des calcaires marneux. Ces faciès sont suivis de calcaires et marnes ocreuses. Le Carixien ou Pliensbachien inférieur, qui fait suite est uniquement marneux. Viennent ensuite les formations plus variées du Domérien avec des marnes à la base et des calcaires et grès au sommet.

Le Lias se termine par l'ensemble Toarcien-Aalénien. Le Toar-cien est représenté par une épaisse assise de marnes dont une partie forme les "schistes cartons" bitumineux. Vers le sommet ces marnes de-viennent gréseuses, puis s'enrichissent en oolithes ferrifères. Ces dépôts trahissent le début de la régression qui se développe au cours de l'Aalénien. Ce dernier étage, fortement réduit depuis le Colloque du Luxembourg de 1962, est généralement absent en Lorraine, soit qu'il n'ait pas été marqué par des dépôts, soit qu'il ait été érodé. C'est donc dès le sommet du Toarcien qu'apparaît la régression générale mar-quant la fin du Lias.

Toutes les formations liasiques se sont déposées dans le fond d'une mer épicontinentale qui s'est progressivement mise en place sur un pays pénéplainé peu accidenté. Les dépôts sont essentiellement for-més de vases argileuses ; les variations d'épaisseur sont généralement attribuées à des variations épiorogéniques locales (Colloque du Juras-sique 1962, Colloque du Lias 1961). Ces épaisissements se sont pro-duits dans les zones de subsidence et les amincissements sur les hauts-fonds. C'est à la fin de cette période liasique qu'apparaissent les minerais de fer avec un développement considérable, sans rapport avec les passées oolithiques accidentelles du Toarcien inférieur, du Cari-xien ou du Domérien.

Séries postliasiques

Depuis la fin de ces dépôts, qu'on peut situer vers 165 millions d'années, bien des événements se sont produits. En particulier, après la régression aalénienne la sédimentation a repris avec le Jurassique moyen, mais dans une mer moins profonde avec surtout des calcaires zoogènes ; c'est également dans de telles conditions que se sont constitués les dépôts du Jurassique supérieur. Le sommet du Jurassique est absent en Lorraine, ce qui traduirait une grande régression. Des autres formations plus récentes, il ne reste plus trace en Lorraine du fait de l'intense érosion qui a repris avec le plissement alpin. C'est à cette époque, en effet, que la Lorraine s'est vue définitivement émergée à la suite d'une régression générale et probablement un surélèvement consécutif à celui ayant affecté les Vosges. C'est également à cette orogénie que l'on doit attribuer le modelé actuel et en particulier le réseau de failles qui recoupe l'ensemble de la formation ferrifère.

Dès sa sortie des eaux et surtout après sa surrection, la Lorraine s'est vue soumise à une érosion importante qui a entaillé, en respectant grossièrement leur dureté, les roches déposées dans la mer secondaire et de ce fait a supprimé tous les témoins orientaux des faciès. La minéralisation ferrifère est ainsi, vers le nord-est, limitée par une ligne d'affleurements supprimant tout espoir de raccorder les sédiments ferrifères aux aires continentales.

I.2 - FORMATION DES DEPOTS

1.2.1 - Le paysage de la Lorraine à la fin du Toarcien :

Le territoire, où se situe le gisement ferrique lorrain, représentait à la fin du Toarcien la bordure littorale d'une mer couvrant le Bassin de Paris. Cette mer était bordée par une aire continentale présentant un paysage à relief mou, auquel participent les formations du Lias exondées. Du nord-est, par le détroit progressivement rétréci au cours du Lias, arrivaient un ou plusieurs fleuves importants. Le bassin ferrifère se situe à l'emplacement du débouché de ces fleuves dans la mer (fig. 10).

On peut se représenter le paysage comme une aire très plate soumise à l'influence des marées qui la recouvrent et la découvrent localement suivant un rythme propre de variation. Par endroits, les eaux apportées par le ou les fleuves se frayent un chemin vers la mer en creusant des chenaux qui peuvent être profonds et où les courants sont violents. Dans ces chenaux s'opère, au rythme des marées, la rencontre des eaux marines et fluviales. Les courants ne sont intenses qu'en certains endroits entre lesquels apparaissent des bancs de sable.

En dehors des chenaux, sur les aires plates, les sédiments sont soumis à un mouvement de va et vient, avec exondation temporaire : c'est la "slikke vaseuse" (A. GUILCHER, 1954) ou "mud flat" des auteurs anglo-saxons. Là, au cours du jusant, de petits chenaux de décharge des eaux marines peuvent s'opérer. Ces petits chenaux sont instables et divaguent sur la slikke vaseuse. Ils se comblent souvent par éboulements.

Ce paysage est très comparable à celui que l'on observe en de nombreux points du globe actuellement : estuaire du Rhin-Meuse et de l'Escaut en Hollande particulièrement bien étudié, en URSS, aux USA, au Japon et toujours au point de rencontre d'un fleuve important et d'une mer à marées (L.M.J.U. Van STRAATEN 1963).

Les dépôts constitués dans de tels sites sont très caractéristiques et ont été dénommés "accumulative littoral forms" ou A.L.F. (V.P. ZENKOVITCH 1963). C'est le cas pour les oolithes calcaires, oolithes ferrifères, oolithes phosphatées, oolithes manganésifères (?), et de nombreux gisements d'hydrocarbures piégés dans des sables.

1.2.2 - Les bancs de sable :

Dans les chenaux qu'empruntent les eaux d'origine terrestre pour rejoindre la mer, les courants sont très importants, de directions variables, mais sans période de repos. Il s'établit en effet un rythme de variation lié aux marées avec le flot et le jusant. Dans une première phase, les courants de jusant ont la même direction que ceux produits par les eaux terrestres, ce qui leur confère une très forte intensité.

Au cours du flot par contre, les eaux marines rencontrent à leur progression, une résistance due aux eaux terrestres. Le courant marin a alors tendance à emprunter un autre passage pour pénétrer dans le lit de l'estuaire. Ces courants contraires s'annihilent partiellement et les courants résultants sont d'intensité nettement plus faible.

Entre les lits majeurs où agissent ces courants, des zones plus calmes sont le siège de dépôt de sables en bancs. Cette masse arénitique sédimentaire s'accroît par les apports successifs mais est perpétuellement remaniée. A marée basse, cette masse peut être exondée et forme des lentilles allongées, bombées. Dans ce cas, il est fréquent également d'observer des petits chenaux de décharge des eaux couvrant les lentilles sableuses. Ces bancs de sable sont très dissymétriques et, pour une longueur de quelques kilomètres, ont une largeur de quelques centaines de mètres.

Le courant marin, sur le flanc de la lentille où son action est dominante apporte des sédiments marins et en particulier les débris de coquilles. D'après la distribution des constituants détritiques dans ces lentilles, il semble également que ce courant marin est à l'origine des apports en grains de quartz. Il est évident qu'il ne s'agit pas là de grains produits par la mer, mais transportés par les courants littoraux, à partir d'une autre embouchure fluviale débitant ces constituants détritiques. Le courant fluvial apporte le fer, qui précipite dans cette zone en oolithes ferrifères. Il apporte également des matériaux détritiques fins. C'est ainsi que se crée une dissymétrie de composition et de granulométrie entre les deux bords opposés du banc de sable : d'un côté, le sédiment est surtout formé de débris de coquilles et de grains de quartz, et de l'autre côté d'oolithes ferrifères. De l'apport initial, seules sont déposées dans le banc les particules de granulométrie assez forte. Les particules fines (quartz, oxydes de fer non retenus en oolithes, argiles, débris produits au cours du remaniement), du fait de l'intensité des courants, et du remaniement perpétuel du banc, sont progressivement éliminées. Ceci explique l'excellent calibrage final des produits.

La structure des sédiments constituant les bancs de sable est la stratification entrecroisée. Les courants chargés de particules détritiques, ralentis dans les zones de sédimentation laissent déposer leurs particules les plus grosses en petits talus qui s'accroissent en

amont des courants par des petites couches obliques de grains. Un petit talus peut se former très rapidement et acquérir un profil d'équilibre pour un courant de direction et d'intensité données. Mais ces paramètres varient continuellement et un talus peut être érodé et plus ou moins détruit, ou au contraire recouvert de nouveaux sédiments dans une période ultérieure. C'est en fait l'ensemble du banc de sables formé d'un empilement de talus qui acquiert un certain profil d'équilibre. Mais du fait des périodes d'érosion et de dépôt, les constituants détritiques se déplacent énormément dans une sorte de va et vient ; globalement cependant, on peut considérer qu'ils tournent autour du banc de sable.

Cette remise en cause perpétuelle du dépôt formé explique également l'absence ou l'extrême rareté des traces d'animaux fouisseurs. Par contre, lorsque un corps important vient s'échouer sur le banc, il a de fortes chances d'être fossilisé, bien qu'il subisse avant son enfouissement définitif des déplacements sensibles. On trouve ainsi des tests d'Ammonites, des morceaux de bois flottés, des os ou fragments d'os de reptiles. La décomposition suivie d'une dislocation mécanique s'accompagnent d'une dispersion des divers os des Reptiles, que l'on retrouve alors isolés et épars dans l'arénite. Il est pourtant certain que ces Reptiles devaient être abondants, ne serait-ce que par la diversité des espèces rencontrées qui trouvaient, sur ces bancs de sable aux moments où ils étaient exondés, un refuge temporaire.

Les lentilles sableuses, entourées de dépressions où circule l'essentiel des eaux fluviatiles et marines, reposent sur des sédiments plus fins. Les fonds de chenaux sont également caractérisés par un état d'équilibre sans dépôt et sont généralement constitués des mêmes dépôts fins antérieurement déposés et surcreusés par le chenal. Il est utile de rappeler ici que ces formes d'accumulation, pouvant atteindre de grandes dimensions (plusieurs centaines à plusieurs milliers de mètres en extension, sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur), n'ont rien à voir avec le phénomène de subsidence. L'énorme anomalie apparente entre les puissances de ces dépôts et des formations encaissantes apparaît ici sans aucune déformation créant un appel de sédiments.

Les bords des lentilles de sable sont assez caractéristiques. Le contour général du côté du courant fluvial est marqué par des chevrons successifs formés de petits bancs comme étant une réplique du banc principal, et se chevauchant partiellement mais en se décalant. Ainsi, les avancées des chevrons sont-elles orientées vers la mer. Ces petits bancs sont généralement très riches en oolithes et donc très riches en fer. Sur l'autre bord par contre, dans la zone d'influence des courants marins, les bords sont plus étalés, les masses sédimentaires sableuses plus diffuses, généralement moins anisotropes : elles se sont plutôt formées dans des zones où les tourbillons prenaient le pas sur les courants. Les sédiments déposés dans ces conditions sont très riches en débris de coquilles.

1.2.3 - *Les vasières :*

En dehors de ces zones ou estuaires où se forment les bancs de sable, le paysage est celui d'une vasière molle ou slikke vaseuse. D'extension nettement plus importante, et en fait dans laquelle ont été taillés les estuaires, la slikke vaseuse n'est pas complètement plate. Dans un fond de baie en cul de sac et protégée par l'estuaire, la vasière molle est soumise à l'influence des marées. C'est dans ces conditions que s'opère une sédimentation de produits fins, généralement mal calibrés : argiles, débris de coquilles, grains de quartz, etc ... Les remaniements de la vase non consolidée sont intenses mais peu profonds et ont pour effet d'homogénéiser le matériel détritique. Sur cette slikke, la végétation a un rôle important pouvant surélever la slikke en haute slikke : dans ces conditions, les courants de marée sont canalisés dans des chenaux constituant un véritable réseau artificiel artériel de "tidal creeks". Mais ces chenaux sont éphémères. Ils se comblent par éboulement des bords plus ou moins abrupts ou par dépôt de sédiments provenant du brassage de la slikke lors de la marée montante. D'une marée à l'autre, ils peuvent apparaître puis disparaître en un point donné.

En se déplaçant vers le continent, la vasière passe à une zone plate couverte de végétation d'eau douce. Dans ce site, il ne se forme jamais de dunes. Les chenaux de marée, dans cette partie de la slikke ou haute slikke, sont très profonds (échelle métrique), et à bords abrupts. Ils se comblent par éboulement des parois et remplissage de sédiments, mais ont cependant une existence assez durable qui se mesure en saisons. Tels des fleuves, ils changent périodiquement de lit à la

suite de l'intersection de tous les tracés successifs des chenaux au cours de leurs divagations, cette partie de la vasière a un relief très bosselé, les parties hautes en relief étant occupées par de la végétation. Dans ce milieu, tant qu'il est soumis au contact direct même non permanent avec l'eau de mer, pullule une faune de fouisseurs, dont les traces et effets peuvent être fossilisés (R. GOLDRING 1963). Les bords de la vasière vers l'estuaire et vers la mer sont fréquemment soulignés par le dépôt de bancs de sables, plaqués à la vasière, mais de même nature que ceux se développant en lentilles dans les estuaires.

1.2.4 - Autres figures :

Ces deux unités : vasière et estuaires, ont leur vie propre mais peuvent réagir l'une sur l'autre en particulier lorsque un état stable se poursuit sur une longue période. Dans ce cas, les lentilles sableuses de l'estuaire atteignent un état d'équilibre. Tout le matériel détritique surabondant est progressivement rejeté vers la vasière, où il s'incorpore aux sédiments déjà existants. Dans de telles formations, il est évident que la dilution de l'apport terrigène, et en particulier du fer, est très importante.

La vasière et les estuaires ne sont pas les seules unités de ce paysage. Vers les zones de plus forte pente et non soumises à l'influence des estuaires, se forment des dépôts littoraux du type de plage et cordons littoraux. Ceci est particulièrement net dans le N.O. du bassin ferrifère. L'apport de détritiques marins est donc largement prédominant et confère aux sédiments une nature calcaire dominante. La part jouée par le fer est alors très réduite. En arrière des plages, sur les terres émergées, se forment des dunes, alors essentiellement formées de particules calcaires.

Dans l'ensemble de ces formations, la matière organique joue un très grand rôle. Produite dans la mer et par la végétation couvrant la vasière molle, elle se retrouve dans l'eau baignant les sédiments en très grande abondance. Cette matière organique est fossilisée avec les dépôts et contribue à l'évolution réductrice postérieure. Dans les sédiments argileux, du fait de la très faible perméabilité du produit, dès son dépôt, le milieu est isolé et peut évoluer en présence d'une matière

organique importante qui n'a pas eu le temps de s'oxyder avec l'oxygène dissous dans l'eau de mer : c'est ainsi que, à quelques centimètres sous la surface, le milieu est acide et réducteur. Là apparaissent des minéraux réduits du fer, et en particulier, pour des produits pauvres en fer, des sulfures de fer noirs.

Dans les bancs de sable par contre, très perméables, l'eau percole entraînant sa matière organique. Dans la partie inférieure, les déplacements très lents laissent aux réactions de réduction le temps de s'opérer. Dans la partie supérieure du banc, la mise en contact répétée avec l'air provoque une oxydation de la matière organique, sans qu'elle ait eu le temps de réagir avec les particules détritiques. La partie supérieure du banc, lorsqu'elle est exondée un certain temps, est soumise à des eaux de pluie plus acides qui permettent avec le dessèchement périodique, une induration du sédiment.

1.2.5 - *Le fond marin :*

Au fur et à mesure que l'on s'éloigne du littoral vers la mer, le fond marin, recouvert par une tranche d'eau importante est de moins en moins soumis à l'influence des vagues et marées. Dans ce site calme, se déposent les produits fins qui ont pu être entraînés jusque là en une structure litée peu déformée. La faune y est pauvre. La frange de bordure entre ce milieu marin et la bordure littorale plate où se constitue la vasière, est soumise à une action assez intense de la mer, et possède une faune riche en Lamellibranches, Brachiopodes, Echinodermes du fait de la forte oxygénation de l'eau de mer. Cette faune est encore plus abondante lorsque l'on se trouve près d'une plage, c'est-à-dire en bordure d'un littoral à pente plus forte.

I.3 - FORMATION DES OOLITHES

L.V. ILLING (1954), lors de ses études des sédiments à oolithes calcaires en cours de formation aux Iles Bahamas, a pu mettre en évidence les conditions de formation des oolithes calcaires. Il ressort de cette analyse que :

- les oolithes complètes se forment dans les zones de courants violents,
- les oolithes superficielles se forment surtout vers les rivages et les plages,
- l'accrétionnement oolithique dépend essentiellement du mouvement des grains,
- l'arrondi est dû à l'accrétion et à la corrasion.

Lorsque les conditions de courant ne sont pas réalisées, la précipitation peut s'opérer, mais en donnant cette fois des paquets apparemment homogènes : les granules. Pour la formation des oolithes entières il est des sites plus favorables que d'autres : ce sont ceux où les eaux saturées sont balancées en avant et en arrière par les courants de marée qui ont assez de force pour éliminer les sédiments fins. Les grains conservés sont tenus en mouvement et servent de noyaux.

L'application de ces règles formulées par L.V. ILLING 1954, F.H. HATCH et R.H. RASTALL 1923, et M. BLACK 1933, permet de mieux comprendre les formes rencontrées dans la formation ferrifère de Lorraine. Deux éléments nouveaux sont cependant à faire intervenir : l'apport de la phase qui précipite a une origine continentale et s'effectue dans le courant fluvial et cette phase est un hydroxyde de fer.

Sur le bord soumis au courant venant de la terre, les oolithes se forment, régulières, complètes sur un noyau très petit lorsqu'il est de quartz ou de calcite, ou sur un noyau plus important de limonite homogène. Il y a peu de débris de coquilles et de grains de quartz. Lorsque ces grains sont présents, ils forment des oolithes superficielles.

Sur le bord soumis à l'influence dominante des courants d'origine marine, les débris de coquilles et grains de quartz sont souvent libres, non affectés par un dépôt de limonite. Lorsqu'un certain état stable se poursuit sur de grandes périodes, le banc de sable atteint un état d'équilibre et les particules du fait du mouvement alterné se déplacent en définitive autour du banc. Elles viennent alors se charger de limonite dans le courant d'origine terrestre.

Les granules représentent les formes de précipitation des hydroxydes de fer lorsque les conditions de courants ne sont pas celles conduisant aux oolithes. Ils sont produits à des dimensions très variables. Les plus petits, au même titre que tous les grains fins présents, peuvent être repris pour former les noyaux d'oolithes.

Le long du rivage, la forme largement prédominante des particules détritiques est l'oolithe superficielle.

Le processus intime de formation des enveloppes est encore mal élucidé. Les précipités d'hydroxydes de fer entourent un noyau. Ils durcissent suffisamment pour que le brassage du grain ainsi constitué s'use sans que la pellicule se détache : ainsi progressivement s'améliore l'arrondi par remplissage des parties concaves des grains. Ce n'est que lorsque l'arrondi général d'équilibre est atteint que les pellicules se conservent dans leur intégrité tout autour du noyau. D'une pellicule à l'autre, il y a eu des périodes d'arrêt ainsi qu'en témoignent les traces d'algues microscopiques encroûtantes voire perforantes que l'on retrouve parfois entre deux enveloppes d'hydroxydes de fer.

On ne sait rien non plus des processus de durcissement et de microcristallisation de l'hydroxyde de fer précipité qui a dû intervenir suffisamment tôt pour lui permettre d'adhérer au grain et d'être abrasé dans le sable agité. On sait toutefois aujourd'hui que le vieillissement d'un gel d'hydroxyde de fer cristallise rapidement en goethite après sa formation.

I.4 - CONSTITUTION DES SERIES

Les figures précédentes correspondent à un état statique du niveau relatif moyen de la mer et du continent. Cet état peut être bouleversé par deux phénomènes majeurs : ce sont en premier lieu les déplacements de chenaux à l'occasion de crues ou de tempêtes, auquel cas les rapports de niveau entre la mer et les parties immergées ne sont que temporairement modifiés, et en second lieu les variations du niveau relatif mer-continent. Dans ces deux cas de figure des érosions importantes apparaissent dans les dépôts initialement formés. Il reste conservé un état final, fossilisé, s'expliquant par un apport de produits dans la zone de sédimentation supérieur au départ. Cette règle ne s'applique qu'en grand à l'échelle de la région considérée, car localement certains niveaux ont pu être totalement soustraits. De ces deux phénomènes d'évolution, celui dont l'empreinte est la plus forte est le second. Il se manifeste dans la distribution remarquable en séquences négatives, de différents types de

sédiments. Pour que l'on puisse observer actuellement un dépôt en un point donné, il a fallu que de l'ensemble des mouvements constructifs et destructifs, les premiers l'aient emporté et qu'il y ait eu à un moment favorable, fossilisation par des dépôts protecteurs. Ceux-ci sont apparus lors des grandes variations du niveau relatif mer-continent. Les sédiments ont été fossilisés très tôt dans la zone de l'estuaire la plus engagée dans la mer et n'ont probablement pas été exondés au delà d'une période correspondant à un rythme des marées. Il n'en est pas de même vers le continent où les bancs de sable se sont trouvés hors de l'eau et ont subi les effets de l'altération météorique.

Les sédiments des bancs de sable subissent une oxydation dans leur partie supérieure et des phénomènes de redistribution de la calcite conduisant à un durcissement de la surface. Les dépôts vaseux des slikkes sont par contre protégés par une végétation isolant le matériel de l'air. Cette action cependant modifie la structure du sédiment, tout au moins dans sa partie superficielle.

Pendant que s'opèrent ces transformations sur l'ensemble exondé, se poursuit, au contact de la mer, le même ensemble de dépôts que précédemment décrit. C'est ainsi que se forment certains cordons de bancs de sable se relayant vers le large.

Au cours de la phase transgressive, la mer revient sur les sédiments et terres émergées. Elle érode partiellement ces dépôts antérieurs pour en transporter les éléments et les sédimer dans des sites favorables. Cependant, une grande partie n'est érodée qu'en surface : remaniements, galets ... L'approfondissement progressif amène le dépôt de vases marines argileuses, alors que les autres produits correspondant à la production de cette période transgressive sont refoulés progressivement vers le continent en avant du front de transgression.

Le résultat de ce cycle est donc une distribution relative des roches en séquences négatives. Mais ces séquences ne sont jamais parfaites ni complètes. Le rythme des modifications du niveau relatif mer-continent influe au plus haut point sur les caractéristiques des bancs de même que le rythme des apports. Variable, ce dernier rythme n'est d'ailleurs pas directement relié au précédent. Alors que les séquences de verte, noire, grise, jaune sauvage et rouge trahissent des cycles typiques, relativement rapides et bien conservés, les couches brune et jaune principale sont les témoins de longues périodes calmes à apports ferrifères importants : bien qu'il se soit formé des dépôts de sables en bancs, il en reste peu de fossilisés. Ils ont en effet été étalés au cours des divagations des lits de rivières et ont alimenté les slikkes vaseuses en détritiques ferrifères.

C'est par une stabilisation du niveau de la mer au cours d'une transgression, que l'on peut expliquer les formations de plages et peut-être de dunes, dans le N.E. du sous-bassin de Landres-Ottange au niveau dit des "calcaires ferrugineux". Le cycle suivant est caractérisé par un apport extrêmement conséquent de quartz, qui reprend après une longue période de calme (de la grise à la rouge supérieure). Il est possible que les particules quartzeuses aient été stockées dans certains cordons littoraux, puis remaniées au cours de la dernière transgression.

Une importante régression suit cette transgression à dépôts quartzeux et marque la fin de sédimentation ferrifère en Lorraine. Une exondation probablement assez longue occupe la partie supérieure de l'étage Aalénien. C'est alors que se met en place le Bajocien par une transgression très importante et soulignée par une érosion massive de la formation ferrifère. Extrêmement marquée au N.W., puisqu'elle fait disparaître les dépôts ferrifères, cette érosion s'atténue, par paliers, vers l'est et se marque aujourd'hui sous forme d'un biseau d'ouest en est.

Cette interprétation de la formation des séries montre que la position du rivage a perpétuellement varié et a balayé l'ensemble du périmètre du gisement lorrain et certainement bien au delà. Dans ces conditions, on ne peut parler d'une paléogéographie du bassin ferrifère, mais de paléogéographies successives, évolutives.

I.5 - ORIGINE DES CONSTITUANTS

1.5.1 - *Position du problème :*

Les constituants essentiels des dépôts originels sont le fer, la calcite, les grains de quartz, les constituants fins argileux et la matière organique. Seul, de tous ces constituants, le fer apparaît comme anormal par rapport à ces dépôts universellement représentés dans le temps et dans l'espace. Ceci explique la variété d'hypothèses admises pour la genèse du gisement ferrifère.

L'analyse précédente des étapes et modes de dépôt permet de replacer cette origine dans un contexte plus simple, et essentiellement au niveau de l'évolution continentale. En fait, la recherche sur l'origine des constituants présente deux aspects :

- un aspect étroit, caractérisé par le sens de l'apport vers le lieu de dépôt. Ce problème vient d'être traité (cf. I.2) ;
- un aspect lointain, qui caractérise l'origine première des constituants et l'histoire de leur transport.

1.5.2 - Les constituants détritiques d'origine marine :

On a vu que la distribution des constituants dans les bancs de sable permet de montrer un comportement différent du fer et de l'argile d'une part, apportés du continent, et des grains de quartz et de la calcite d'origine marine d'autre part.

Seule la calcite peut être considérée comme d'origine purement marine. En deçà des slikkes vaseuses, et le long des plages, un milieu peu profond, aux eaux aérées, permet une vie intense de Lamellibranches, Echinodermes, Bryozoaires, Brachiopodes, dans un bios auquel participent une flore d'algues et de nombreux poissons. Dès la mort de l'animal, les squelettes et coquilles sont désorganisés et le bris apparaît : facilité par les Algues encroûtantes, ce bris peut être produit par les animaux broyeurs de coquilles, mais également lors du brassage des sédiments par les eaux. Cette calcite en débris organiques joue un rôle fondamental dans l'ensemble des formations du gisement lorrain, puisqu'elle est la forme sédimentaire, dont la distribution est régie par les règles de dépôt des particules détritiques.

Les grains de quartz par contre, ne sont pas produits par la mer. Apportés dans le bassin marin, par une ou plusieurs rivières débouchant en dehors de la zone étudiée, ils sont progressivement transportés par les courants le long du littoral et, au niveau de la formation ferrifère, contribuent à la charge détritique marine. Cette origine explique ainsi également l'absence de grains de quartz de dimensions supérieures à 500 μ .

Il est difficile de localiser cet apport dans le bassin marin, et la pauvreté en minéraux lourds ne contribue pas à faciliter la tâche. Certaines figures particulières des grains de quartz comme les cherts par exemple, pourraient être des indices. Par ailleurs, le faible apport de grains de quartz observé dans les formations du bassin de Nancy laisse supposer une embouchure se situant vers le nord.

1.5.3 - Les constituants d'origine terrestre :

Le fer et le matériel fin surtout argileux sont d'origine terrestre. Pour expliquer cet apport très spécifique et particulier, il est nécessaire de situer le domaine continental dans son contexte évolutif. Le Toarcien supérieur correspond en effet à une importante régression qui a ramené dans le domaine continental l'ensemble des formations déposées antérieurement et surtout celles du Lias. Or, ces formations sont essentiellement argileuses. Déposés sur une pénéplaine, ces sédiments n'ont pas modifié son relief, sauf peut-être en l'adoucissant davantage. Aussi, peut-on penser que l'aire exondée était de relief très mou. Ces terres se sont couvertes d'une végétation en équilibre avec le sol et les climats. En l'absence de modifications de ces facteurs, un état d'équilibre s'installe : c'est une phase de biostasie (H. ERHART 1961). Alors que les sols sont relativement fixés, les eaux percolant à travers ces sols entraînent des éléments en solution vers la mer. C'est ainsi que le fer a dû se déplacer. Une autre partie du fer pouvait cependant rester fixée dans certaines zones sous forme de concrétions pédogénétiques. Toute modification climatique ou tectonique entraîne une destruction de l'équilibre qui s'accompagne d'une mobilisation importante des sols avec transport du matériel érodé vers la mer : c'est la phase rhéxistasique.

Dans ce contexte très général d'évolution pédogénétique, il convient de situer la concentration en fer, ou plutôt la faible dilution par d'autres éléments. On y trouve, comme circonstance favorable, le fait que les formations soumises à l'action continentale, qui sont surtout au début, celles du Lias, sont essentiellement des argiles souvent ferrifères, mais exemptes de roches carbonatées et arénitiques.

Il est très difficile de situer le climat qui régnait sur ce continent. On peut, a priori, exclure les climats extrêmes désertiques ou arides ; les nombreuses traces végétales que l'on retrouve fossilisées, étant l'indice d'une couverture végétale et probablement d'une sylve. En climat tropical humide, il est très fréquent de constater un blocage du fer sur le continent, en période biostasique, sous forme de formations ferralitiques et latéritiques. Cependant, il est au moins une région où actuellement, dans ces conditions climatiques, une part importante du fer est mobilisée en solution : c'est le bassin du Grand lac du Cambodge : J.P. CARBONNEL (1964-1965) a pu montrer que le fer représente plus de 1 % de la phase transportée par les rivières. Il apparaît concevable que sous un climat humide, tropical ou non, le fer puisse passer sous forme soluble en période biostasique.

La phase rhéxistatique, plus violente dans ses effets, mais plus limitée dans le temps, a surtout mobilisé du matériel fin argileux et a contribué à alimenter les dépôts profonds des bassins marins et littoraux de la vasière.

Dans cette optique générale d'évolution du continent, il est possible de concevoir une succession de phénomènes où des relations entre les cycles pédogénétiques et les rythmes de variation du niveau relatif mer-continent ne sont pas à exclure. L'application de ces idées conduit à l'interprétation suivante : dès le début de la grande régression marquant le sommet du Toarcien et se poursuivant au cours de l'Aalénien, une biostasie s'installe sur les terres émergées. Le fer percole abondamment dans les sols et alimente le bassin pendant que dans une autre région du bassin marin arrivent d'abondantes masses de quartz détritique. Ainsi se forment les minerais des couches vertes et noires, peu diluées par la calcite et dont la distribution est régie par des variations limitées du niveau relatif mer-continent. Une très lente transgression, en phase biostasique sur le continent permet la formation de la couche brune, les apports de quartz étant nettement affaiblis, soit par stockage des particules quartzeuses en d'autres points du bassin, soit par disparition de la couche continentale débitrice : blocage biostasique ou disparition totale après érosion complète. Cet état va se poursuivre pendant une période assez longue, période marquée par les dépôts des couches grise, jaune sauvage et rouge, mais au cours de laquelle le rythme de transgression-régression reprend, sauf au cours de l'épisode limité correspondant à la couche jaune principale.

Vers le haut de la série, une certaine stabilité du niveau mer-terre permet l'installation de plages et dunes, mais accompagnée d'une évolution climatique bloquant apparemment le fer sur le continent. Localement la mer peut alors produire des oolithes calcaires.

La reprise de la sédimentation apparaît avec des apports importants de quartz : ils peuvent être dus soit à un déblocage de réserves marines, soit également à une modification continentale du type rhéxistastique mettant à nu les formations arénitiques du Trias et en particulier le grès vosgien.

Les transgressions marquant les principaux cycles de la série ont vraisemblablement été accompagnées de phases rhéxistastiques locales. Ceci expliquerait les apports de matériel argileux et également la présence des granules dont la nature rappelle fortement les concrétions sidéritiques et phosphatées d'origine diagénétique, fréquentes dans certaines formations argileuses du Lias de Lorraine.

La masse de fer ainsi bloquée dans le gisement ferrifère, aussi extraordinaire paraît-elle au premier abord, ne représente qu'une faible part de toute celle présente dans le Lias sur l'étendue qui aurait alimenté le bassin. En prenant l'ensemble du Lias sur une puissance moyenne de 300 m environ à une teneur en fer de 4,15 % (+) et une densité de 2, on arrive au chiffre de 25 millions de tonnes de fer au km².

Le gisement ferrifère lorrain dans son ensemble et au maximum peut être exprimé par les grandeurs suivantes :

- extension : 100 km NS - 50 km Est-Ouest
- épaisseur moyenne : 40 mètres
- densité : $d = 2$
- teneur en fer moyenne : $Fe = 17 \%$

(+) valeur moyenne des lutites argileuses données par F.W. CLARKE 1924 (in F.J. PETITJOHN, 1957).

Le tonnage global en fer contenu dans le gisement lorrain est donc de 68 milliards de tonnes.

L'aire débitrice, en supposant que tout le fer originel se retrouve dans le gisement, devrait avoir une extension de $68.000/25 = 2720 \text{ km}^2$, ce qui est très faible, eu égard aux bassins versants d'un fleuve important. C'est à de telles conclusions qu'est arrivé M. LUCIUS (1954), à propos du gisement ferrifère luxembourgeois.

En fait, ce calcul est trop simple. Il permet cependant de montrer l'ampleur des phénomènes géologiques qui, avec des taux faibles de concentration, mais avec une distribution particulière, permet d'aboutir à un gisement de grande taille. Ce calcul montre également qu'il n'est pas nécessaire de faire appel à des sources extraordinaires du fer pour expliquer la minéralisation.

1.5.4 - Le matériel réducteur :

Le matériel réducteur qui est apporté au sédiment et dont le rôle est déterminant sur les paragenèses, a une origine purement organique. Ayant été consommé au cours des réorganisations minérales, ce matériel est actuellement pratiquement toujours absent dans les minerais. On ne peut se faire une idée de son origine que d'après les traces de vie fossilisée, et ce que l'on connaît actuellement de ces milieux.

Cette analyse doit donc être abordée par l'étude des modes de vie des organismes et de l'incidence de leur activité vitale sur le milieu. (R.F. HECKER 1960, L.S. DAVITASHVILI 1945, H. TERMIER et G. TERMIER 1952, C.E. ZOBELL 1946).

Les organismes vivants peuvent agir sur le milieu de deux manières :

- action des organismes sur le milieu par leur activité vitale : respiration, alimentation, mouvements ...,
- action par les restes, après la mort. Cette action peut être soit purement chimique par la libération des composés, soit biologique par la nature alimentaire de ces restes pour d'autres organismes.

Ces deux modes d'action se superposent aux deux types d'associations fondamentaux : la biocénose et la thanatocénose.

On appelle biocénose la population d'une partie donnée du bassin, de son fond ou de l'ensemble au cours d'une tranche géologique et sous l'influence de la somme des particularités du milieu propres à cette partie. La thanatocénose désigne une accumulation de restes d'organismes n'ayant pas formé dans leur vie une biocénose unique, et fossilisés non pas là où ils vivaient, mais sur les lieux où les ont transposés les mouvements des eaux ou d'autres agents.

Du point de vue chimique, le résultat essentiel de la vie est la création de molécules de matière organique toujours très réduites. Ces synthèses utilisent diverses formes d'énergie toutes conséquences plus ou moins directes de l'action du rayonnement solaire.

Suivant le mode de vie, on peut distinguer deux catégories fondamentales d'organismes : les organismes autotrophes qui se développent dans un milieu inorganique, et les organismes hétérotrophes qui consomment de la matière organique déjà produite par les organismes précédents. Les organismes hétérotrophes ont une action de second ordre sur le chimisme des eaux naturelles, car ils sont généralement inactifs quant aux réactions. Ce sont les animaux et une grande partie des microbes qui dépendent de la matière organique synthétisée par les plantes. Beaucoup de microbes extraient ainsi l'hydrogène utilisable des molécules organiques réduites. Néanmoins, certains peuvent mener une existence autotrophe en utilisant directement de l'hydrogène moléculaire ; ils nécessitent cependant toujours l'apport de vitamines, et sont en cela hétérotrophes. On les appelle des hétérotrophes facultatifs. En ce qui concerne les animaux, leur action se manifeste surtout par la déformation mécanique des sédiments et les déplacements de matière. Les fousisseurs sont les plus actifs, et leur rôle peut être de modifier la répartition de la matière surtout près des contacts entre les sédiments du fond des bassins et les eaux du bassin ; il semble que très généralement ces animaux ne peuvent vivre que dans des milieux contenant de l'oxygène libre. Leurs mouvements peuvent cependant les amener à effectuer des incursions dans des milieux réducteurs. Dans certains cas même, une partie de l'animal baigne dans le milieu réducteur, comme cela se présente pour l'Arenicole.

- Les organismes autotrophes représentent de loin les plus grands déplaceurs de matière et d'énergie. Ce sont les végétaux, et une gamme de micro-organismes dont on commence à saisir l'importance par le nombre d'espèces et surtout d'individus. Ces organismes présentent une variété de conditions de vie très étendue et peuvent apparaître dans les milieux les plus extrêmes (fig. 11 et 12).

Si l'on se replace dans les conditions qui se présentaient lors de la sédimentation ferrifère, on peut situer les centres producteurs de matière organique en quatre groupes d'importance très inégale :

- *les animaux supérieurs* : le nombre d'individus reste faible et la dispersion importante. Par surcroît, ces animaux sont généralement incorporés dans un cycle fermé, où ils s'entredévorent sans produire de résidus notables ;
- *la faune benthique* : constituée d'une très grande variété d'espèces et chacune largement représentée par de nombreux individus, cette faune produit une masse importante de matière organique. Seule une très faible partie peut en être sédimentée, car l'oxydation intervient rapidement après la mort, et surtout au cours du transport, dans les eaux oxygénées ;
- *les végétaux de la slikke vaseuse* : indépendamment de l'écran que peut jouer le couvert végétal pour les formations sous-jacentes, il intervient par la production en abondance de matériel organique dont la destruction est lente. Son transport peut être envisagé vers les aires de sédimentation. C'est peut-être à cette phase que l'on peut attribuer la présence et les variations de teneurs en V des minerais. Avec le même comportement, se retrouvent les Algues marines, mais leur rôle reste limité ;
- *les micro-organismes* : quoique très petits, les micro-organismes jouent un rôle essentiel par le nombre impressionnant d'individus. Une partie de la matière organique intervenant dans l'évolution du minerai doit leur être attribuée ;
- pour mémoire, on peut citer *les végétaux terrestres* : l'apport en est très faible, car l'oxydation est intervenue généralement avant l'arrivée du débris dans les zones de sédimentation. Par ailleurs, la matière organique qui parvient à cette destination est généralement stabilisée par des silicifications.

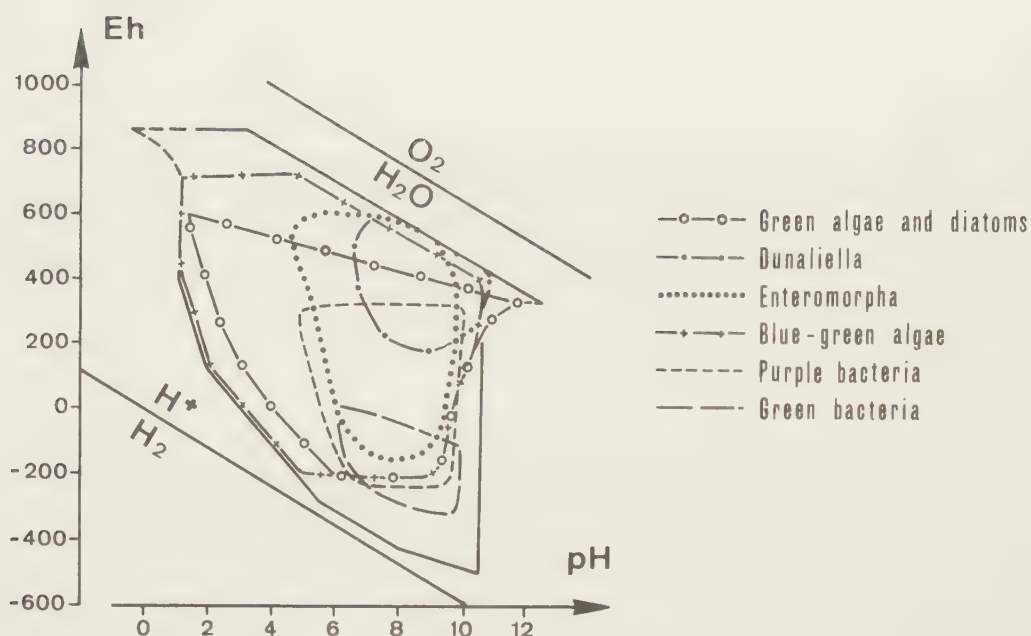


Fig.11- Domaines Eh-pH approximatifs pour des organismes photosynthétiques . Résultats de mesures du potentiel Eh et pH

(d'après L.G.M. BASS BECKING , I.R. KAPLAN , D. MOORE 1960)

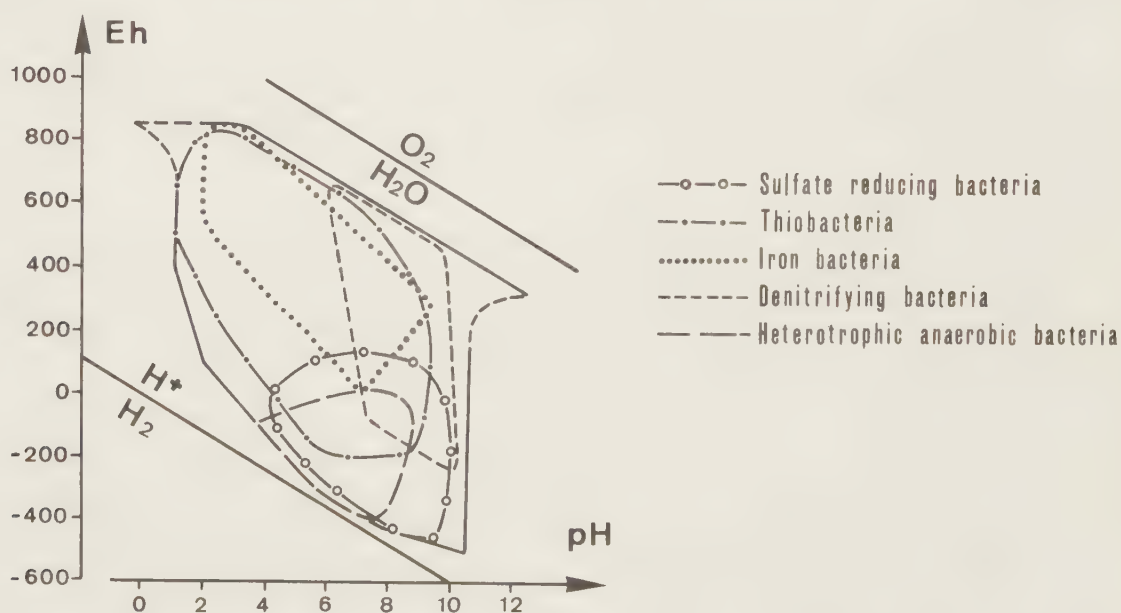


Fig.12- Domaines Eh et pH approximatifs pour des bactéries dont le rôle est fondamental dans certains phénomènes géologiques . Résultats de mesures du potentiel Eh et du pH .

(d'après L.G.M. BASS BECKING , I.R. KAPLAN , D. MOORE 1960)

I.6 - EVOLUTION DES DEPOTS AU COURS DE LA DIAGENESE

1.6.1 - *Les phénomènes mis en jeu :*

a) Les causes d'évolution :

Quels sont les phénomènes intervenant entre le dépôt d'un sédiment et la roche telle qu'on peut l'observer actuellement ? Généralement, nommé syngénèse ou sédimentogénèse, le stade du dépôt correspond à la formation du sédiment à partir du moment où cesse le mouvement mécanique des particules, et aux processus se déroulant dans la partie la plus élevée du dépôt aux premières étapes de son existence dans les conditions géochimiques du milieu de sédimentation (L.B. ROUKHINE 1953, N.B. VASSOIEVITCH 1957).

De plus en plus, les auteurs dissocient les phénomènes se produisant immédiatement après la formation du dépôt, de ceux nécessitant des pressions et températures importantes. A la suite des sédimentologues anglo-saxons et russes, on peut alors noter les étapes suivantes (F.J. PETTIJOIN 1957, N.B. VASSOIEVITCH 1957, W.H. TWENHOFEL 1950) :

- *La diagénèse* : ensemble de processus se traduisant dans le dépôt ayant perdu tout lien direct avec le médium de formation. Cette étape se marque par une redistribution physico-chimique des éléments dans des conditions géochimiques qui ont pris naissance dans le dépôt par suite de son isolement. A ce niveau, les réactions s'effectuent à température ordinaire, mais sous des pressions parfois très élevées.
- *L'épigénèse* : l'épigénèse est une étape intermédiaire entre la diagénèse et le métamorphisme. La nécessité de ce stade d'évolution provient de l'observation d'un certain nombre de transformations qui ne peuvent être attribuées au métamorphisme mais postérieures à la diagénèse. En fait, elle correspond à un ensemble de processus modifiant les roches sédimentaires consolidées après la diagénèse, jusqu'à leur altération ou leur métamorphisme.
- *Le métamorphisme* : ensemble de processus liés à l'influence de la pression et de la température.

- *L'altération météorique* : cette étape correspond au retour des roches dans les conditions de surface. Lorsqu'on n'a pas la possibilité de connaître la roche profonde, l'étude des sédiments altérés est extrêmement difficile. Dans certains cas, et en particulier en Lorraine, cette altération par oxydation et dissolution sélective, modifie totalement la roche et sur de grandes profondeurs à partir de l'affleurement.

Ainsi dans la formation ferrifère de Lorraine, cette longue histoire de la roche s'arrête pour les phénomènes profonds à l'épigénèse. Les conditions de dépôt ont fixé l'association initiale des constituants en fonction de l'état d'oxydation, de la salinité, des concentrations, de l'agitation et de l'activité biologique des eaux marines. Après le dépôt, lors de l'enfouissement, le milieu change et les constituants initiaux ne sont plus en équilibre thermodynamique : on assiste alors à une réorganisation des éléments chimiques en nouveaux minéraux plus stables dans les nouvelles conditions. Les facteurs essentiels de cette évolution sont la pression, la température, la nature des eaux intersticielles (salinité, concentration, pH, Eh) et la matière organique emprisonnée au cours du dépôt. Le résultat de ces phénomènes est une paragenèse comprenant les minéraux nouveaux ou "authigènes" et les anciens constituants, préservés soit par arrêt des transformations par épuisement des agents de cette transformation, soit également à l'état métastable, la germination des nouveaux minéraux étant très faible dans les nouvelles conditions.

Les réactions chimiques de réorganisation s'effectuent entre les phases solides sédimentées en présence, et la phase liquide qui baigne ces particules, c'est-à-dire les solutions intersticielles. Les échanges avec ce milieu sont extrêmement importants : par rapport au volume considéré de sédiment solide, il intervient alors des départs et apports de matière. Les départs interviennent pour les éléments libérés, solubles et n'ayant pas la possibilité de participer à l'édification des nouveaux minéraux. Les solutions intersticielles présentent, au départ, la composition chimique des eaux marines, et peuvent céder des ions aux minéraux authigènes : il s'agit alors d'un apport. Les réactions qui interviennent sont fonction non seulement de l'intensité du facteur réducteur, mais également des proportions relatives de constituants participant à ces réactions. Dans ces conditions, un bilan s'avère à première vue impossible à faire puisqu'il n'existe pas de référence. L'observation des figures texturales de la roche permet de retracer l'évolution, et ce fil directeur constitue alors la base même du raisonnement. En fait, ici apparaît la

difficulté propre à cette analyse : c'est l'observation seule qui permet de tracer le schéma le plus probable. Puis ce schéma doit être confronté avec les données de la thermodynamique ; la connaissance des paragenèses doit ensuite permettre de chiffrer les quantités respectives des divers termes de la réaction. C'est une telle analyse qui a pu être effectuée pour la minette lorraine.

Dans une première étape après le dépôt, les transformations s'effectuent à des températures faibles, c'est-à-dire du même ordre que celles de l'eau de mer, bien que les pressions puissent être importantes : c'est le stade de la diagénèse. Les réactions qui interviennent là sont pratiquement réalisées dans l'eau. Elles sont régies par les caractéristiques de pH et de Eh du milieu en fonction des concentrations et de l'abondance de matière organique. Au fur et à mesure de l'enfouissement des sédiments, l'eau est expulsée et la pression et la température croissent. Alors apparaissent de nouvelles réactions de réorganisations dépendant de ces deux facteurs. Le gisement ferrifère de Lorraine n'a pas été soumis à ces dernières transformations et l'état actuel observable correspond à celui atteint après l'évolution des conditions Eh et pH du milieu.

b) Le Eh et le pH :

Un grand nombre d'éléments chimiques peuvent se présenter dans les milieux naturels (eaux naturelles, solutions intersticielles, sédiments, roches indurées) sous plusieurs états ioniques, qui diffèrent les uns des autres par le nombre d'électrons participant à la définition de l'ion : on dit aussi que ces ions diffèrent par leur état d'oxydation. On peut citer comme exemple les trois états du fer : fer métal, fer ferreux, fer ferrique, les divers états du manganèse, du vanadium, etc ...

Le concept d'oxydation, qui à l'origine signifiait l'addition d'oxygène et celui de réduction auquel était attachée la signification opposée, ont été largement étendus aujourd'hui et comprennent les processus que l'on peut regrouper dans le tableau suivant :

<u>Oxydation</u>	<u>Réduction</u>
- adjonction d'oxygène	- adjonction d'hydrogène
- soustraction d'hydrogène	- soustraction d'oxygène
- élévation de la valence de l'élément par départ de charges négatives (électrons)	- diminution de la valence de l'élément par adjonction de charges négatives (électrons).

D'une manière générale, on peut définir l'oxydoréduction comme un transfert d'électrons. La substance qui oxyde se réduit : l'oxydant se réduit par captage d'électrons ; le réducteur libère des électrons et s'oxyde.

De même que pour d'autres propriétés chimiques, on a constaté que les propriétés oxydantes ou réductrices pour divers systèmes sont très variables : une substance peut ainsi être oxydante par rapport à une autre, tout en étant réductrice par rapport à une troisième. On a ainsi été conduit à rechercher des paramètres caractéristiques de ces états et à effectuer des mesures.

Le rôle de l'hydrogène dans les réactions d'oxydo-réduction a conduit les premiers chercheurs à faire intervenir cet élément dans les mesures. En 1928, W.M. CLARKE proposait le r_H . L'hydrogène moléculaire ou H_2 est réducteur alors que l'ion H^+ ne l'est plus. De là est née l'idée d'utiliser la pression de l'hydrogène moléculaire H_2 comme indicateur de l'état d'oxydation du milieu. Si p est cette pression, on a défini l'indice de CLARKE r_{H_2} tel que :

$$r_H \text{ ou } r_{H_2} (1) = \log 1/p_{H_2} \quad (\text{en atmosphère})$$

ainsi $r_{H_2} = 0$ pour $p_{H_2} = 1$ atmosphère ; dans ces conditions H_2 se dégage.

(1) Il existe une définition équivalente pour l'oxygène : $r_O = \log 1/p_{O_2}$ (en atmosphère).

$$r_{H_2} = 40 \text{ pour } p_{H_2} = 1/10^{40}$$

ce qui correspond à une pression excessivement faible.

Le neutralité du système du point de vue des phénomènes d'oxydation et de réduction apparaît pour $2 p_{O_2} = p_{H_2}$, ce qui conduit à la relation :

$$r_{H_2} + r_{O_2} = 83$$

Le r_{H_2} ne représente que l'état d'oxydation du système



et ne peut donc être utilisé pour caractériser tout autre système redox.

C'est pourquoi de nombreux chercheurs ont rencontré des grandes difficultés lors de l'emploi de ce paramètre r_{H_2} , et la plupart des auteurs actuels, y compris ceux qui ont été les promoteurs de cette méthode, l'ont abandonné.

Le paramètre scientifiquement défini, physiquement mesurable retenu par la plupart des chercheurs et universellement adopté par les chimistes et les physiciens est la grandeur E_h que l'on appelle encore potentiel d'oxydo-réduction, potentiel redox, redox. Nous verrons qu'il s'agit d'une grandeur électrique qui s'exprime en volts et qui justifie l'appellation du potentiel. Le potentiel d'oxydo-réduction que l'on préfère désigner tension redox dans les travaux récents des commissions du comité international, est une caractéristique d'un système en équilibre thermo-dynamique, au même titre que le pH, mais non de la rapidité avec laquelle s'établit cet équilibre. Le potentiel d'oxydo-réduction est appelé tension redox car c'est un facteur qui est de la nature d'une force dans les modifications d'énergie associés aux phénomènes irréversibles. L'entité correspondante qui se déplace dans le champ de force correspondant c'est-à-dire dans le potentiel d'oxydo-réduction est l'intensité dénommée "la capacité d'oxydo-réduction". Ce facteur joue un rôle très important sur l'état final qu'il est possible d'atteindre dans un système donné.

Pour un système donné, le Eh varie en fonction de la température, des concentrations des substances régissantes, du pH qui dépend lui-même de la nature des éléments et des concentrations. Le potentiel d'oxydo-réduction agit sur la solubilité d'un métal exactement comme le pH agit sur la solubilité d'un hydroxyde ; il s'ensuit que le potentiel de dissolution d'un métal n'est autre chose qu'un potentiel d'oxydo-réduction.

Pratiquement, le potentiel d'oxydo-réduction est connu, à une constante près, en mesurant la différence de potentiel entre une électrode plongeant dans la solution en question et une électrode plongeant dans un système de potentiel fixe appelé système de référence.

L'expression générale du potentiel d'oxydo-réduction,

$$E_h = E_0 + \frac{RT}{n} \log \frac{[Ox]^\alpha}{[Red]^\beta}$$
 montre l'influence des facteurs principaux sur le Eh : ce sont la température, la concentration et le pH.

Le pH encore appelé potentiel "acido-alcalin" a été défini en 1909 par SORENSEN comme le cologarithme de la concentration en ions H^+

$$pH = \log (10) \frac{1}{(H^+)}$$

Dans le cas de systèmes d'oxydo-réduction dans lesquels les formes Ox et Red sont complètement ionisées, Eh est indépendant du pH quel que soit ce pH. Dans le cas par contre où l'ionisation est fonction du pH (ex. Fe^{+++} précipite à un certain pH sous la forme $Fe(OH)_3$), les concentrations des formes Ox et Red dépendent du pH, et par conséquent Eh dépend du pH. De même, Eh dépend des concentrations et de la température.

c) Influence des organismes et de la matière organique :

Le rôle des organismes et de la matière organique dans les phénomènes qui interviennent au contact des sédiments et de l'eau de mer sont l'objet de travaux extrêmement nombreux, car leur incidence pratique dans de très nombreux domaines, en particulier la corrosion, est très importante. (L.G.M. BAAS BECKING et al. (1956-1960), E.J. DEGENS (1963), K.O. EMERY et al. (1954).

Les organismes autotrophes par les réactions vitales qu'ils réalisent agissent sur le milieu pour le modifier et surtout pour l'entretenir. Cette action se manifeste sur le Eh et sur le pH. Les principaux agents sont les Algues, la Bactérie sulfato-réductrice, la Thiobactérie, la Bactérie du fer, les Bactéries violettes photosynthétiques nitrifiantes et dénitrifiantes et les Bactéries vertes photosynthétiques (fig. 11 et 12).

Fondamentalement, dans le métabolisme de ces organismes figure la réduction de CO_2 par de l'hydrogène ou par un système donneur d'électrons, pour en élaborer de la matière vivante.

L'hydrogène nécessaire est obtenu de plusieurs manières :

- . par des pigments chlorophylliens utilisant comme énergie celle contenue dans la lumière visible, et qui réalisent une photolyse de l'eau. C'est le cas des Algues et de certaines Bactéries photosynthétiques pures ;
- . par des oxydations inorganiques, pour certaines Bactéries ;
- . par les processus précédents combinés, en particulier pour les Bactéries sulfureuses violettes et vertes. L'hydrogène provient dans ce cas de l'oxydation de SH_2 et d'autres composés sulfurés réduits.

Les systèmes donneurs d'électrons peuvent être également très variés :

- . la Bactérie du fer utilise les électrons libérés lors de l'oxydation de Fe^{++} en Fe^{+++} ;
- . la Bactérie sulfureuse ou Thiobactérie utilise l'oxydation des sulfures, du soufre, des thiocyanates et des thiosulfates ;
- . les Bactéries de l'azote utilisent les transformations de l'ammonium en nitrites, de nitrites en nitrates.

Les effets sur le Eh et le pH sont très importants. On peut dire que la plupart des organismes autotrophes et principalement les Bactéries agissent dans le sens d'une diminution du Eh du milieu.

Les modifications du pH sont par contre plus variées : les réactions qui ont pour effet de baisser le pH sont :

- formation de CO_2 au cours de la respiration,
- formation d'acides organiques par destruction des substances plus complexes,
- oxydation de S et S^{--} en SO_4^{--} ,
- réduction de S en SH_2 ,
- formation de nitrites et de nitrates par oxydation de l'ammoniaque,
- libération des phosphates des matières organiques.

Les réactions dont le résultat est une augmentation du pH sont :

- utilisation de CO_2 aux chimiosynthèses,
- oxydation des acides organiques,
- réduction des sulfates en S ou H_2S ,
- réduction des nitrates et nitrites, et transformation de composés organiques en ammoniaque.

Après la mort des organismes, la matière organique libérée, très réduite, participe aussitôt à d'autres cycles d'évolution. Les deux cycles fondamentaux sont : l'utilisation de cette matière organique par les organismes hétérotrophes comme aliment avec destruction d'une partie pour libérer de l'énergie, et utilisation de l'autre partie à la synthèse de nouveaux composés organiques ; l'évolution purement chimique qui consiste essentiellement en une dégradation par oxydation. Ces composés organiques sont des agents réducteurs extrêmement puissants. Leur effet est toujours une diminution du Eh par utilisation d'oxygène. Cet oxygène est la forme libre de l'eau pour les milieux aérés et l'oxygène des oxydes minéraux (hydroxydes de fer, sulfates ...). Lorsque les conditions Eh-pH sont telles que l'on dépasse certains seuils de stabilité, on obtient une réduction des oxydes avec oxydation de la matière organique. Ceci est surtout valable pour les éléments comme Fe, S, Mn ... Ceci explique la présence de sulfures de fer noirs dans les milieux réducteurs par exemple.

Lorsque le milieu est confiné pour diverses raisons (grande rapidité de sédimentation, perméabilité faible ...), que la matière organique est abondamment produite et que les oxydes à réduire sont peu abondants, la matière organique peut être fossilisée. Certains gîtes d'huile naturelle auraient cette origine, de même les gisements de combustibles solides. D'une manière générale, les petites quantités de matières organiques sont très fréquentes dans les argiles et schistes qui conduisent après métamorphisme aux schistes noirs et graphiteux.

Les considérations précédentes montrent le rôle fondamental joué par la vie sous toutes ses manifestations possibles, dans la création et le maintien des conditions de pH et Eh des milieux. Le rôle des animaux supérieurs est difficile à saisir, mais généralement d'effet assez limité. Il est fréquent que l'on utilise les traces d'animaux supérieurs pour juger des conditions de milieu de sédimentation. Or, on a vu que de nombreuses causes rendent de telles interprétations impossibles : déplacement des animaux supérieurs à l'interface de différents milieux, modification dans le temps des conditions d'un milieu donné. L'analyse complète des conditions de vie d'une espèce est nécessaire pour aboutir à des conclusions autorisées : c'est la paléoécologie.

A l'inverse des animaux supérieurs, le rôle des micro-organismes est fondamental car ils jouent par la quantité et par la variété. Les réactions qu'ils entraînent tendent à modifier un milieu, puis à l'entretenir. En fait, il s'agit toujours d'équilibres dynamiques car les facteurs varient perpétuellement : variations saisonnières ou diurnes fonction elles-mêmes de la température, l'ensoleillement, la salinité, et variations biologiques. Ces dernières entraînent des cycles de succession : lorsqu'un milieu a été créé par une réaction donnée par exemple, il est possible alors à d'autres organismes produisant d'autres réactions de s'installer. De ce fait, de nouvelles conditions apparaissent elles-mêmes ensuite relayées par d'autres, et ainsi de suite. De tels rythmes de regroupement du monde organique ont été dénommés métabiosis.

1.6.2 - Les transformations de la diagénèse :

a) L'évolution diagénétique :

La première évolution, de loin la plus importante, s'effectue immédiatement après le dépôt au cours de la diagénèse.

Lorsque l'on parle de diagénèse, il est toujours nécessaire de fixer les limites entre lesquelles s'effectuent les processus. Une limite commode et naturelle est celle du début : on attribue à la diagénèse tous les processus qui interviennent dans le sédiment après la cessation du mouvement mécanique des particules, que ce soit pour leur dépôt ou pour la recherche d'un équilibre mécanique par glissement, et dans un milieu ayant perdu tout lien direct avec celui de formation du dépôt. C'est ainsi que la diagénèse peut débuter immédiatement dans les quelques millimètres du dépôt dans certains sédiments fins argileux, alors que dans les sables très perméables, une circulation d'eau du milieu de formation peut conserver les conditions de syngénèse pendant un certain temps. (L.B. ROUKHINE 1953, N.B. VASSOIEVITCH 1957, C.W. CORRENS 1939). En général cependant, l'arrêt mécanique des particules entraîne un isolement du liquide interstitiel : les rapports entre ce milieu et celui du dépôt n'existent plus que par diffusion ou très faibles circulations, fonction alors de la perméabilité du milieu et des différences de charge possibles (cas des plages où l'eau des vagues retourne à la mer par le sable déposé).

L'autre limite est toujours plus difficile à fixer. Nous la prendrons avec l'épigénèse lorsqu'on observe une transformation des minéraux hydratés en nouveaux minéraux moins hydratés (limonite donnant hématite, silicates donnant micas) avec compaction et perte de la perméabilité de la roche.

C'est en fait, entre ces deux limites, que les minerais de fer oolithiques prennent l'essentiel de leur faciès minéralogique.

Le milieu diagénétique est essentiellement constitué d'une phase solide, phase détritique sédimentée, où les constituants ferrifères dominants sont sous forme la plus oxydée, et les solutions comblant les pores entre les particules ou les micropores des particules elles-mêmes. Ces solutions sont au départ, identiques à celles du milieu de sédimentation (pratiquement toujours de l'eau de mer) c'est-à-dire riches en sels, en matière organique et en organismes de toutes sortes. L'isolement de ces solutions entraîne immédiatement une évolution très différente du milieu originel. La non ré-oxygénation de l'eau fait que le milieu devient progressivement réducteur avec généralement une variation sensible du pH du milieu par acidification temporaire.

Ce milieu présente un certain potentiel d'oxydo-réduction et une capacité d'oxydo-réduction (fonction de la quantité de matière organique emprisonnée et de son renouvellement éventuel par un mouvement lent de solutions), un pH donné et des organismes pouvant vivre en milieu réducteur, en particulier les bactéries sulfato-réductrices. Par ailleurs, la solution contient une réserve importante d'ions divers disponibles. Un tel milieu s'installe dans le dépôt plus ou moins rapidement et profondément suivant le type de matériau et les conditions dynamiques locales.

Les limites que le potentiel d'oxydo-réduction Eh pourra prendre sont donc celles de l'eau (figure 13). Du point de vue théorique, les limites de stabilité de l'eau, pour une pression de 1 atmosphère, sont fixées d'une part par $p_{O_2} = 1$ et d'autre part par $p_{H_2} = 1$ (R.M. GARRELS 1960).

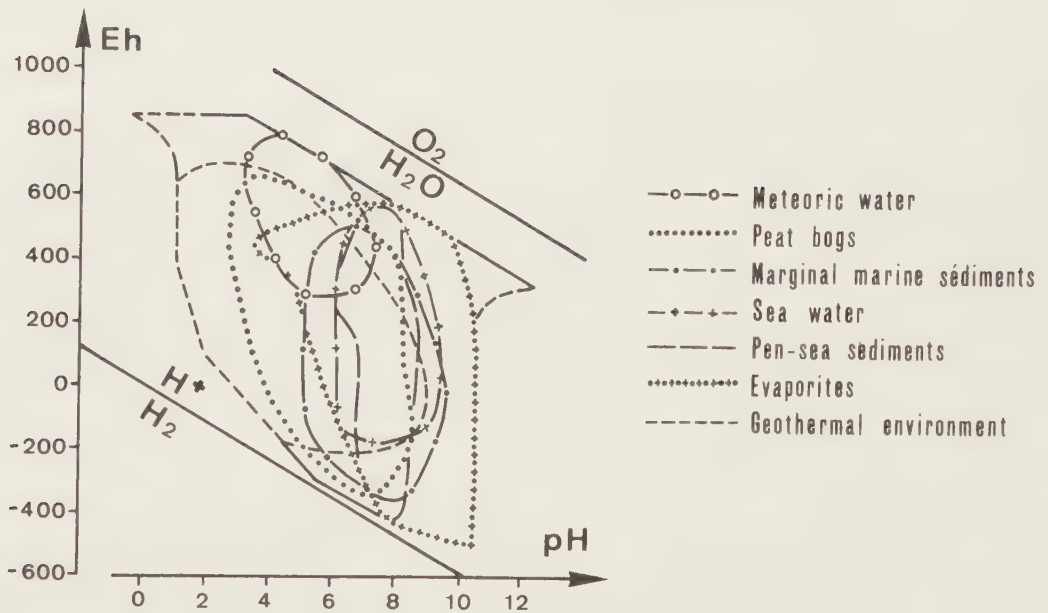


Fig. 13 - Domaines Eh-pH approximatifs pour certains environnements naturels . Aires délimitées par des mesures réelles des deux paramètres Eh et pH

[d'après L.G.M. BASS BECKING I.R. KAPLAN D. MOORE 1960]

Le calcul conduit aux équations suivantes :

- limite supérieure de stabilité de l'eau ($PO_2 = 1$)

$$Eh = 1,23 - 0,059 \text{ pH}$$

- limite inférieure de stabilité de l'eau ($PH_2 = 1$)

$$Eh = - 0,059 \text{ pH}$$

Les valeurs possibles du potentiel Eh apparaissent donc étroitement dépendantes de celles du pH.

Alors que pour une valeur donnée du pH, par exemple $pH = 7$, la variation maximum possible du Eh, du fait des limites de stabilité de l'eau, ne peut dépasser 1,23 volt (- 0,41 à + 0,82 volt), l'étendue des valeurs possibles du Eh est beaucoup plus forte du fait de l'immense gamme de valeurs du pH. Les limites théoriques les plus extrêmes sont

$$Eh = 1,23 \text{ v} \quad \text{pour} \quad pH = 0$$

$$Eh = - 0,83 \text{ v} \quad \text{pour} \quad pH = 14$$

Le régime oxydo-réducteur des bassins est déterminé par la teneur en oxygène libre dans l'eau. Lorsqu'il y a de l'oxygène dans l'eau, le milieu aquatique est d'autant plus oxydant qu'il y a plus d'oxygène. En l'absence de O_2 , le régime devient réducteur. La quantité de O_2 dans l'eau est réglée par les deux mêmes facteurs principaux que ceux qui règlent la teneur en CO_2 , à savoir : l'atmosphère et la substance organique (vivante et morte). Le CO_2 par l'intermédiaire des organismes photosynthétiques est le facteur essentiel de contrôle et de variation du pH du milieu. L'activité vitale du monde organique se montre généralement intensément plus active que l'interaction de diffusion avec l'atmosphère : le régime oxydo-réducteur dans les bassins apparaît comme essentiellement fonction de l'activité biologique.

Dans tout le bassin, il est nécessaire de distinguer deux milieux physico-chimiques : le milieu des eaux au dessus du fond, et le milieu du dépôt (fig. 14). Des nombreuses études ont déjà été effectuées sur ces deux milieux. Les plus importantes sont celles de BAAS BECKING et al. (1956-1960), J. DEBYSER (1955), K.O. EMERY et S.C. RITTENBERG (1952), F. MANHEIM (1961).

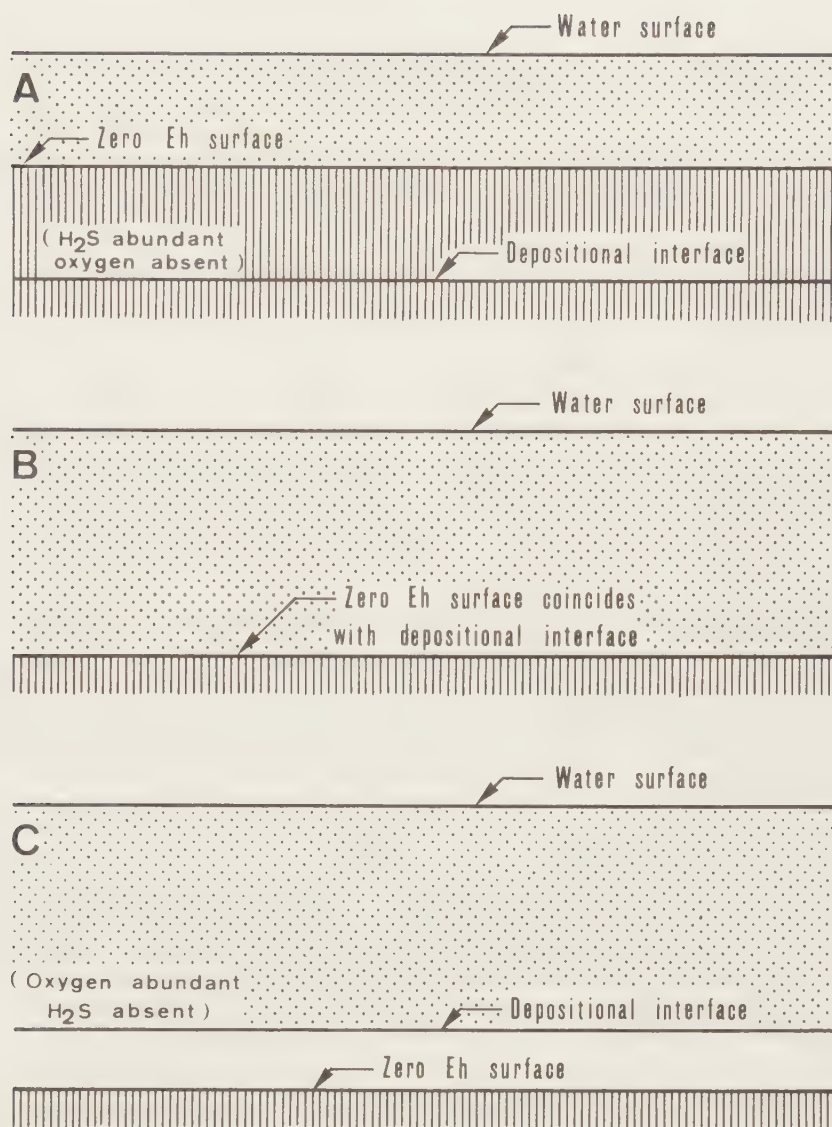


Fig.14 - Diagrammes illustrant les trois positions A,B,C, du niveau de séparation entre conditions oxydantes et conditions réductrices (Redox level) par rapport au contact entre les dépôts et le milieu des eaux au-dessus du dépôt.

(d'après W.C. KRUMBEIN et R.M. GARRELS , 1952)

b) Le milieu des eaux au dessus du fond :

Ce milieu est caractérisé par des réserves plus ou moins grandes d'oxygène libre (sauf rares exceptions). Dans ce milieu, la majorité des composants figurent sous forme de solutions non saturées. Leur dépôt s'opère par voie biogénique, par absorption ou précipitation avec d'autres constituants. Dans la masse aquatique, il apparaît des rapports entre le pH et le Eh. Pour N.M. STRAKHOV (1957), les eaux les plus alcalines possèdent en même temps des propriétés plus oxydantes, car elles sont liées à des zones d'activité vitale photosynthétique du plancton : avec la destruction de CO_2 et le dégagement d' O_2 , ces eaux plus alcalines sont en même temps toujours superficielles. Les eaux les plus acides présentent des Eh plus faibles, et sont situées à des horizons inférieurs des masses aquatiques, et surtout au fond.

Le système des déplacements verticaux peut apporter parfois des perturbations compliquant localement la distribution zonale de Eh et pH. Les mesures effectuées dans ces milieux confirment toutes la stratification des potentiels Eh et la variation des valeurs avec la position par rapport à la surface de l'eau (G.I. TEODOROVITCH 1958, W.C. KRUMBEIN et R.M. GARRELS 1952). (fig. 14).

Dans le temps, on a également constaté des variations saisonnières suivant les variations thermiques et biologiques. Les valeurs négatives du Eh sont rares et associées à des eaux confinées dans des bassins ou parties de bassins bien particuliers.

c) Le milieu du dépôt :

Ce milieu, en dehors d'une pellicule supérieure généralement faible, présente des conditions réductrices souvent très marquées. On n'y trouve pas d'oxygène libre. Dans les solutions des vases, tous les composés sont à l'état de solutions saturées et la précipitation s'effectue par voie purement chimique (fig. 15). Les conditions réductrices créées par l'action de la matière organique vivante ou morte sont également associées à des conditions particulières de pH. On observe une stratification de ces conditions ainsi qu'une variation avec la profondeur par rapport à la surface du dépôt (fig. 16).

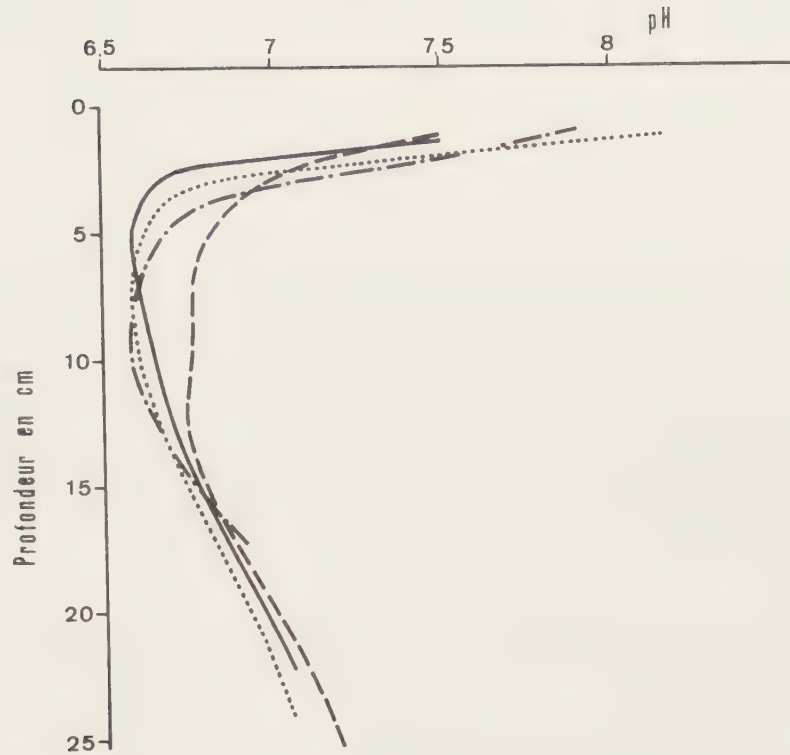


Fig. 15 - Variation du pH en fonction de la profondeur pour 4 échantillons de vase fluviomarine .

(VASIERE DU BOUT BLANC 21-10-51)
(d'après J. DEBYSER, 1955)

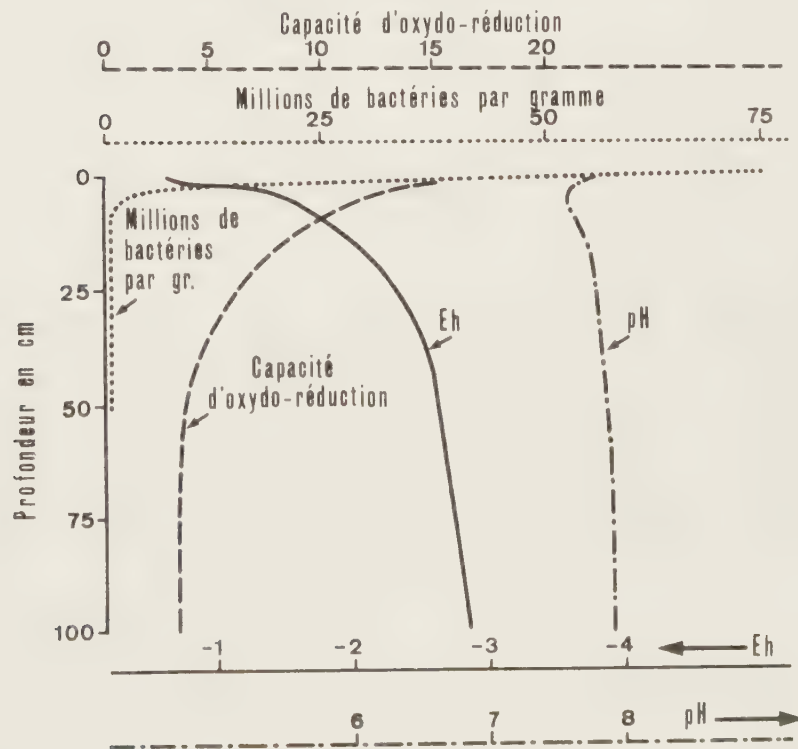


Fig. 16 - Evolution des conditions Eh-pH de l'environnement sédimentaire dans le sédiment (milieu euxinique)

(d'après C.E. ZOBEL, 1939)

En règle générale, il apparaît que dès les premiers horizons, dont l'épaisseur dépend largement de la taille des particules, le potentiel d'oxydo-réduction devient fortement réducteur, parallèlement à une diminution du pH et une forte consommation de matière organique. Au delà d'une certaine profondeur à l'intérieur du dépôt le Eh et le pH se stabilisent à des valeurs qui dépendent des produits qui ont régi et des concentrations. Ces réactions de réorganisation qui apparaissent dans le sédiment après son dépôt sont extrêmement importantes. Elles permettent de donner des limites plus naturelles à la diagénèse.

d) Les transformations minérales :

Les possibilités de formation minérales ont été mises en lumière par les travaux de R.M. GARRELS (1960) qui a défini les conditions théoriques de stabilité des principales espèces minérales ferri-fères.

Deux aspects de l'analyse des relations entre le potentiel d'oxydo-réduction, le Eh, le pH et l'état minéral de l'eau et des sédiments peuvent être dégagés. Ce sont les limites de stabilité des espèces et les paragénèses : résultats des variations des milieux, des concentrations, etc ...

Les diagrammes de stabilité correspondent à la première démarche que l'on ait à effectuer lorsqu'on aborde l'étude des équilibres minéraux et paragénèses. Pour chaque espèce chimique définie (ions, combinaisons ..) il est possible de tracer en fonction de pH et Eh, le domaine où cette espèce est stable. L'établissement des limites repose sur les formules du Eh et nécessite des mesures précises, des activités, pressions partielles, etc ... Les facteurs qui influent sur les limites des domaines de stabilité définies par les relations pH et Eh sont les concentrations, la pression et la température. On se place généralement dans des conditions normales : c'est-à-dire $p = 1$ atmosphère et $t = 25^{\circ} \text{C}$. La figure 17 montre les domaines de stabilité de plusieurs minéraux de fer pour des concentrations variables en CO_2 et S.

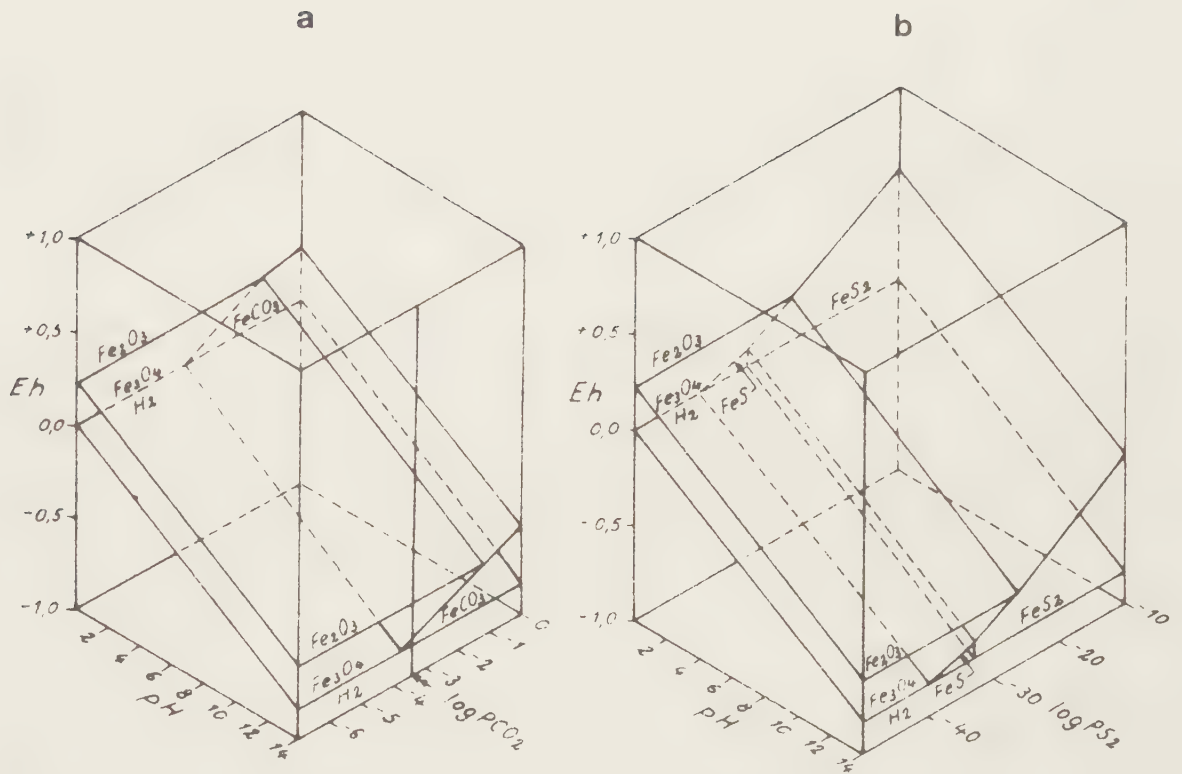


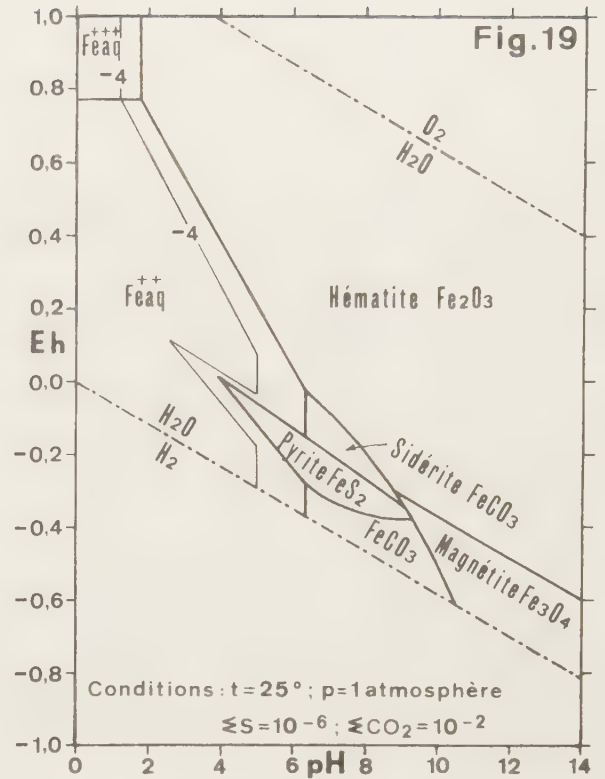
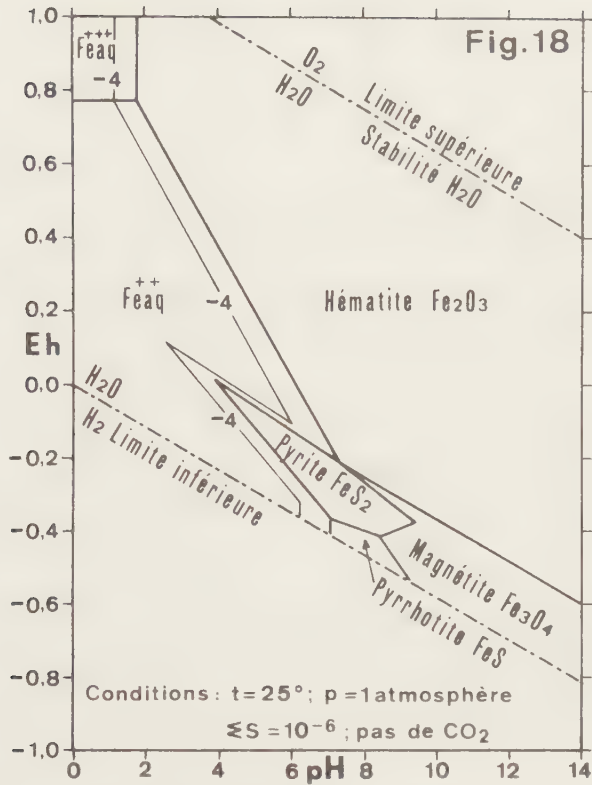
Fig.17 - Domaines de stabilité de magnétite et hématite dans l'eau en fonction du pH et du Eh et évolution vers la sidérose pour des teneurs croissantes en CO_2 (a), vers la pyrite avec passage vers la pyrrhotite FeS pour des teneurs croissantes en S (b). Condition : $t = 25^\circ$, $p = 1$ atmosphère

(D'APRES R. M. GARRELS 1961)

Pour tracer les domaines de stabilité de plusieurs espèces, on est rapidement amené à des problèmes extrêmement complexes, du fait d'un grand nombre de variables possibles, et de combinaisons paragénétiques. Il apparaît ainsi nécessaire de fixer également certaines concentrations. Les figures 18, 19 et 20 montrent ainsi les variations des domaines de stabilité d'espèces minérales du fer en faisant varier $p\text{CO}_2$ (fig. 18-19) et en ajoutant ensuite de la silice pour former un silicate de fer (fig. 20). Il apparaît que des espèces peuvent présenter le même domaine de stabilité dans des associations et concentrations différentes. Ces domaines ne se superposent pas, mais s'excluent.

Le nombre de combinaisons possibles est extrêmement grand. Les diagrammes que l'on pourra construire doivent être choisis en fonction des associations naturelles fréquentes et probables pour saisir les relations entre les domaines de stabilité. Dans le cas des espèces naturelles en associations dans les roches sédimentaires, les minéraux diffèrent souvent beaucoup des espèces chimiques correspondantes, et l'on rencontre généralement beaucoup de difficultés à les définir quant à leur composition chimique, nature cristalline, etc ... Les diagrammes de stabilité sur les espèces chimiques ne s'appliquent donc qu'imparfaitement aux mêmes associations naturelles (fig. 21).

Pour remédier à ces difficultés, des mesures directes ont été réalisées sur des roches naturelles (N.M. STRAKHOV 1957). On constate que les données s'écartent des données de calcul correspondantes. Cependant, ces mesures directes présentent tous les inconvénients précédemment décrits. L'outil que représentent les diagrammes de stabilité, demande à être affiné sur les phases naturelles. Effectivement, aujourd'hui de nombreux isolements sont en cours en divers laboratoires, suivis de mesures précises. Cet outil permet l'interprétation des associations naturelles ou paragénèses : les réactions successives qui sont apparues, au cours de l'histoire des roches, peuvent être interprétées d'après ces diagrammes de stabilité. Inversement, si ces réactions peuvent être mises en évidence par d'autres méthodes analytiques, les zones de stabilité des espèces permettent de se faire une idée des conditions de l'environnement. C'est l'un des buts de nombreuses études géologiques que de procéder à la reconstitution des conditions physico-chimiques des milieux anciens. Ce n'est que récemment cependant, à la lumière des connaissances des facteurs Eh, pH et des conditions de leurs applications, que cette opération peut être effectuée sur des bases scientifiques : A. BONDE et P. CELET (1955), K.B. KRAUSKOPF (1957), B. MASON (1941-1958), F.P. SHEPARD et D.G. MOORE (1955), G.I. TEODOROVITCH (1954), R.M. GARRELS (1960).



Diagrammes de stabilité des principaux minéraux ferrifères en l'absence de silice en fonction de Eh et pH de l'eau.

[d'après R.M. GARRELS 1961]

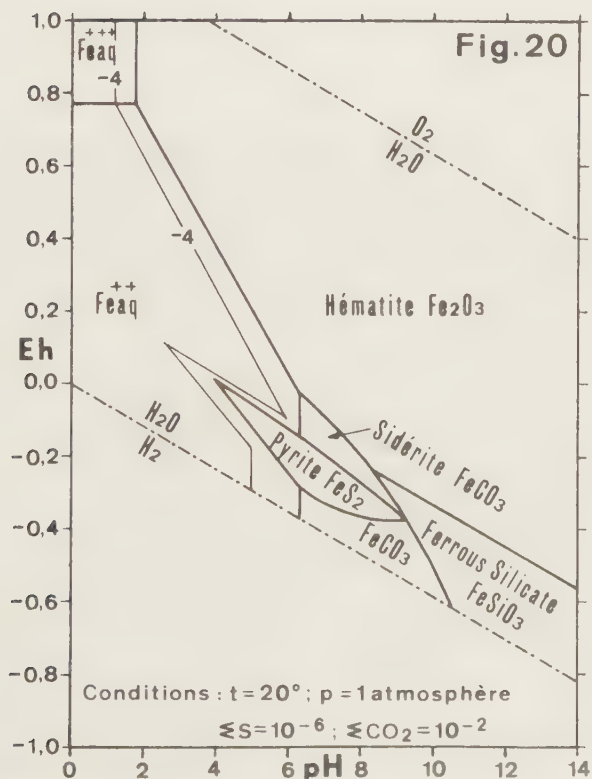
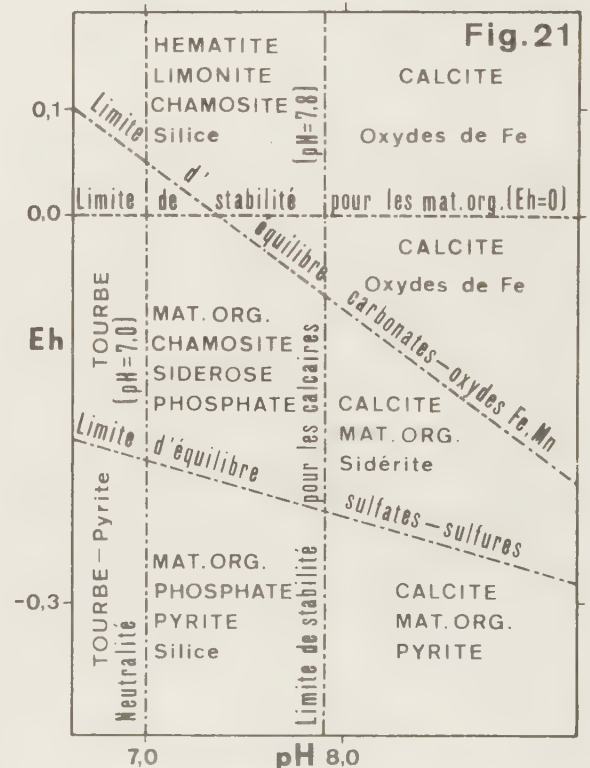


Diagramme de stabilité des minéraux ferrifères, y compris le silicate FeSiO_3 .

[d'après R.M. GARRELS 1961]



[d'après W.C. KRUMBEIN et R.M. GARRELS 1952]

Par ailleurs, à propos de ces diagrammes de stabilité, deux remarques peuvent être formulées :

- les diagrammes de stabilité précédemment décrits devraient être complétés par les limites où l'espèce peut exister à l'état métastable,
- les diagrammes de stabilité ne donnent qu'une image très imparfaite des réactions qui interviennent car, si l'on suppose un milieu fermé, au fur et à mesure du déplacement des réactions, les concentrations varient. Il apparaît alors des seuils chaque fois qu'une réaction est complète.

Les associations minérales des roches que l'on étudie et que l'on appelle paragénèses sont les résultats d'une longue histoire de la roche : les conditions de dépôt dans le milieu de syngénèse ont fixé l'association initiale des constituants en fonction de l'état ionique, de l'oxydation, de la salinité, des concentrations, de l'agitation et de l'activité biologique des eaux. Après le dépôt, lors de l'enfouissement, au cours des étapes dites de diagénèse, le milieu change et les constituants initiaux ne sont plus en équilibre thermodynamique : on assiste alors à une réorganisation des éléments chimiques en nouveaux minéraux plus stables dans les nouvelles conditions. Le résultat de ces phénomènes est une paragénèse comprenant les minéraux nouveaux ou authigènes et les anciens constituants, préservés soit par arrêt des transformations par épuisement des agents de transformation, soit également à l'état métastable.

Les réactions chimiques de réorganisation s'effectuent entre les phases solides sédimentées en présence et la phase liquide qui baigne ces particules (solutions intersticielles). Les échanges avec ce milieu sont extrêmement importants : par rapport au volume considéré de sédiment solide, il intervient alors des départs et des apports de matière. Les départs interviennent pour les éléments libérés, solubles et n'ayant pas la possibilité de participer à l'édification de nouveaux minéraux. Les solutions intersticielles présentent à l'origine la composition chimique des eaux marines du milieu de sédimentation, et peuvent alors céder des ions aux minéraux authigènes : il s'agit alors d'un apport. Des échanges s'opèrent également entre le milieu des eaux au dessus du sédiment et l'ensemble sédiment - eaux intersticielles. Ces échanges sont lents et s'effectuent surtout par diffusion ionique, et ne peuvent conduire à de grands déplacements de matière.

Dans de telles conditions, un bilan s'avère à première vue impossible à faire puisqu'il n'existe pas d'état de référence. En fait, l'observation des figures structurales et texturales de la roche doit permettre de retracer l'évolution. Cette démarche qui consiste à retracer les conditions génétiques de l'association minérale est préalable à toute interprétation des conditions qui ont présidé à l'évolution.

Chaque étape de l'évolution doit être confrontée avec les diagrammes de stabilité pour définir la vraisemblance du schéma proposé. Cependant, cette comparaison doit être opérée avec beaucoup de précautions, d'abord parce qu'il serait nécessaire également de considérer les limites des états métastables, ensuite et surtout parce que, dans le milieu quasi fermé où s'opèrent les réactions, les concentrations varient au fur et à mesure des réactions. Il apparaît alors des seuils chaque fois qu'une réaction est complètement réalisée par disparition de l'un des termes. C'est ainsi que peuvent apparaître des associations apparemment contradictoires si l'on se réfère aux diagrammes de stabilité.

1.6.3 - Formation des faciès diagénétiques de la minette lorraine :

L'histoire des minerais débute au moment du dépôt, où deux grandes catégories de sédiments détritiques ont été constituées :

- les dépôts en stratification entrecroisée en bancs de sable, formés d'oolithes de limonite, de grains de quartz et de débris de coquilles ;
- les dépôts où les oolithes de limonite, les grains de quartz et les débris de coquilles ont été apportés dans un sédiment fin, argileux.

Après le dépôt, ces sédiments ont été recouverts par de nouveaux apports et ont subi un enfouissement progressif. Dans les premiers temps, la température n'a pas sensiblement varié, mais le sédiment a subi un effet de la pression différentielle s'exerçant entre les grains eux-mêmes, et les grains et les solutions. Une première réorganisation est alors apparue dans les sables avec la formation des concrétions calcaires. Sous l'effet des pressions s'exerçant entre les grains le long de leurs points de contact, la calcite (ou aragonite des coquilles) se dissout. Ainsi apparaissent les grains impressionnés par L. CAYEUX (1910).

Le carbonate de calcium sous forme dissoute dans les eaux intersticielles précipite dans des zones plus favorables (présence de germes ou de pressions plus faibles). Progressivement par diffusion le carbonate de calcium est déplacé et construit autour de zones favorables des concrétions. L'état d'équilibre est atteint dans les zones interconcrétions lorsque les particules non calcaires se touchent sans fragments calcaires interposés. Il subsiste alors de la calcite dans les espaces laissés libres de l'assemblage des oolithes et grains de quartz. J. SERRA (1967) a montré que cette diffusion s'opérait dans toutes les directions de l'espace ; mais le concrétionnement est conditionné par la loi de distribution des germes et la présence des écrans argileux.

Dès la formation des dépôts, les eaux intersticielles baignant le sédiment se sont isolées du milieu générateur et ont constitué avec les particules détritiques un nouveau milieu réducteur et plus acide, où apparaissent des réactions de réorganisation des éléments chimiques. L'agent principal de ces réactions est la matière organique emprisonnée dans les solutions intersticielles au moment du dépôt, et l'on sait qu'elle est abondante dans cet environnement. Les réactions les plus fréquentes que l'on observe sont donc liées à une variation du potentiel d'oxydo-réduction du milieu. En expression minéralogique, la réaction essentielle qui se produit peut s'écrire :

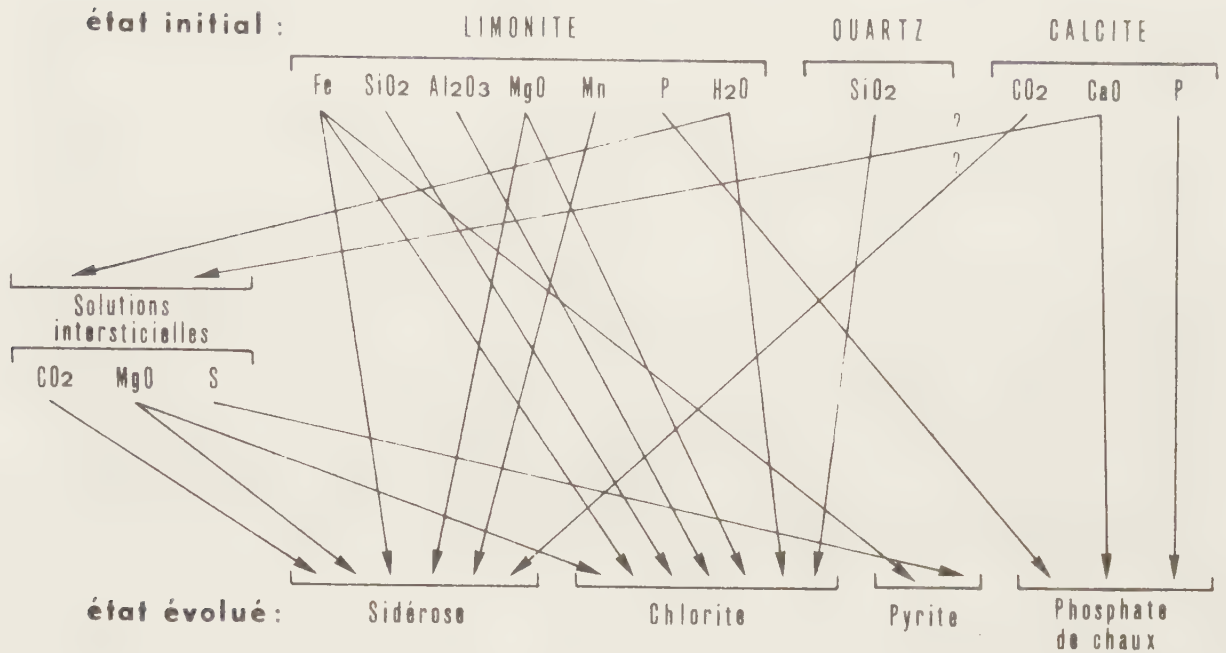


En fait, la remise en équilibre des phases déposées en fonction des nouvelles conditions de milieu, correspond à une profonde réorganisation du matériel chimique (fig. 22 et tableau I).

Ces réactions sont semblables dans les deux catégories de sédiments. Cependant, la présence de matériel argileux amène un facteur supplémentaire de complexité dans l'analyse du phénomène : le matériel argileux initial réagit avec la limonite pour donner des chlorites et ce n'est qu'ensuite que les réactions précédentes peuvent se produire. Cette écriture minéralogique peut sembler un peu simpliste puisqu'elle ne fait pas apparaître les quantités relatives des constituants entrant en réaction ni le bilan des éléments d'apport et de départ nécessaires pour équilibrer la réaction. Elle situe le cadre de travail. L'écriture complète et détaillée de ces transformations est précisément l'objet de cette étude tant sur ses conséquences sur la composition chimique, que sur celles relatives à la texture du minerai. Cette écriture permet alors d'atteindre à la "composition minéralogique quantitative" des minerais.

Fig. 22- Réorganisation des principaux éléments chimiques au cours de l'évolution réductrice diagénétique

Minerais non argileux



MINÉRAUX DIAGÉNÉTIQUES	LIMONITE										QUARTZ	CALCITE			Solutions interstitielles (apports probables)		
	Fe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Mn	P	H ₂ O	As	métaux basiques Cu, Ni, CO		SiO ₂	CO ₂	CaO	P	CO ₂	MgO	S
Sidérose	+			+	+							+			+	+	
Chlorite	+	+	+	+		+				+						+	
Pyrite	+							+	+								+
Phosphate de chaux						+							+	+			
Départs probables							x					x	x				

Tableau 1 - Redistribution des éléments chimiques contenus dans la limonite, la calcite et le quartz en nouveaux minéraux au cours de la diagénèse. (CHAQUE CROIX INDIQUE DANS QUEL MINÉRAL SECONDAIRE L'ÉLÉMENT CHIMIQUE CONSIDÉRÉ EST SUCEPTIBLE DE SE REDISTRIBUER)

Grâce à l'isolement des phases constitutives du minerai lorrain (L. BUBENICEK 1960-1963), cette étude a pu être menée à bien. Il apparaît ainsi en fonction des analyses du tableau II que les proportions stoechiométriques correspondent à l'écriture :



La paragénèse d'évolution d'un minerai dépendra donc des proportions de constituants dans le stade initial et de l'abondance d'élément réducteur. Ce sont ces transformations progressives qui sont esquissées sur les diagrammes schématiques, représentant les états d'une même roche au cours de son évolution. Ainsi, dans les figures 23 et 24, les paragénèses sont franchement différentes après évolution diagénétique lorsque l'un des termes de la réaction $6,0 \text{ limonite} + 1 \text{ quartz} \rightarrow 4,7 \text{ sidérose} + 4,3 \text{ chlorite}$ est en défaut, et les paragénèses résultantes ne peuvent être expliquées par les diagrammes de stabilité.

Les processus de la réorganisation ne sont encore qu'imparfaitement connus. On peut cependant tenter d'en dresser une première description.

La première réaction intervient dès l'isolement du dépôt du milieu de formation, et est essentiellement due à une variation de Eh. Les éléments conservés sont Al_2O_3 , Fe, SiO_2 ; les éléments d'apport MgO , S ; l'élément de départ H_2O . On ne peut rien dire quant à l'origine de CO_2 puisqu'il est l'un des constituants de la calcite à l'origine. Toutefois, dans les minerais siliceux où la calcite est peu abondante, il se forme de la pyrite. Ceci laisserait supposer qu'une partie au moins de CO_2 provient de la calcite et qu'il y aurait donc départ de CaO au fur et à mesure de la destruction du carbonate de calcium.

Suivant les proportions relatives de quartz et limonite en présence dans le stade initial, il apparaît un premier seuil lorsque l'un des éléments a été totalement consommé au cours de la réaction de formation de la chlorite et de la sidérose. De nouvelles transformations interviennent alors :

Diagrammes d'évolution d'un minerai non argileux au cours de la réduction diagenétique

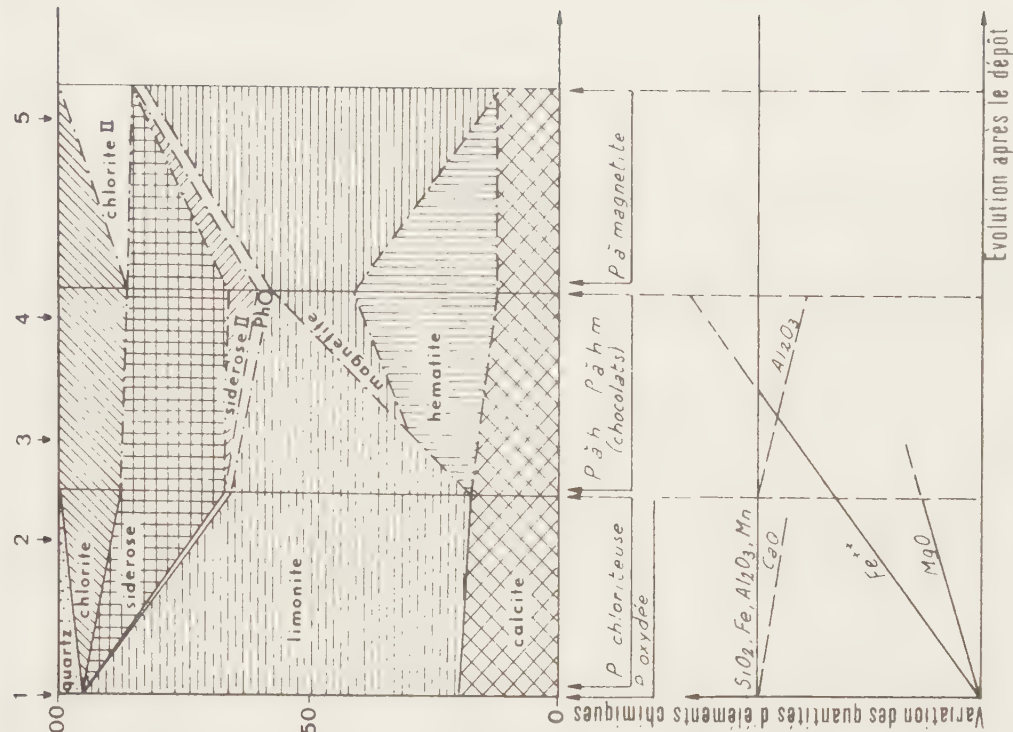


Fig.23 - Quartz en excès après réaction avec limonite pour former sidérose et chlorite

EXEMPLES :

- 1 - La Mourière , noire
- 2 - Bazailles , L 5
- 3 - Bazailles , L 4
- 4 - Beuvillers , noire
- 5 - Minerai de Northampton (Grande-Bretagne)

Fig.24 - Limonite en excès après réaction avec quartz pour former sidérose et chlorite

EXEMPLES :

- 1 - Tressange , grise
- 2 - Hayange , grise
- 3 - Jarny , Piennes , grise
- 4 - Jarny , grise
- 5 - Piennes , grise

- formation d'hématite, sidérose puis magnétite, lorsque la limonite est en excès,
- destruction de la première chlorite avec formation de sidérose, chlorite II, quartz secondaire, lorsque le quartz est en excès.

L'équilibre est atteint lorsque limonite et quartz sont dans les proportions de 6,05 pour 1.

Les diagrammes des figures 23 et 24 représentent, d'une manière schématique, la position des diverses paragénèses par rapport à l'état initial.

C'est au même ordre d'apparition des minéraux au cours de la réduction diagénétique qu'ont été amenés les auteurs russes N.M. STRAKHOV et al. (1957) et G.I. TEODOROVITCH (1954) (fig. 25). Ils ont cependant limité l'analyse aux figures texturales et à la nature des phases en présence sans chercher à en dresser un bilan paragénétique. On a coutume en effet, en métallogénie, de définir une séquence paragénétique, c'est-à-dire de préciser un ordre d'apparition des minéraux les uns par rapport aux autres. Une fois cet ordre établi pour des raisons texturales et structurales, il devient possible de préciser les conditions des milieux successifs qui ont affecté la roche. Cependant, depuis quelque temps, le développement des recherches en métallogénie sédimentaire a entraîné un grand nombre de chercheurs à des conclusions hâtives : court-circuitant les étapes d'interprétation génétique, ils ont directement porté la paragénèse dans des diagrammes pH - Eh qui avaient été établis pour des roches sédimentaires (fig. 21). Ces raccourcis conduisent à des milieux de syngénèses improbables, et à des réactions impossibles qui par surcroît n'expliquent nullement les textures observées.

Il est donc nécessaire d'être particulièrement prudent dans les interprétations. Il apparaît en conclusion que le schéma génétique à proposer pour une paragénèse donnée doit être dûment établi par des critères géométriques avant d'être confronté avec les diagrammes théoriques.

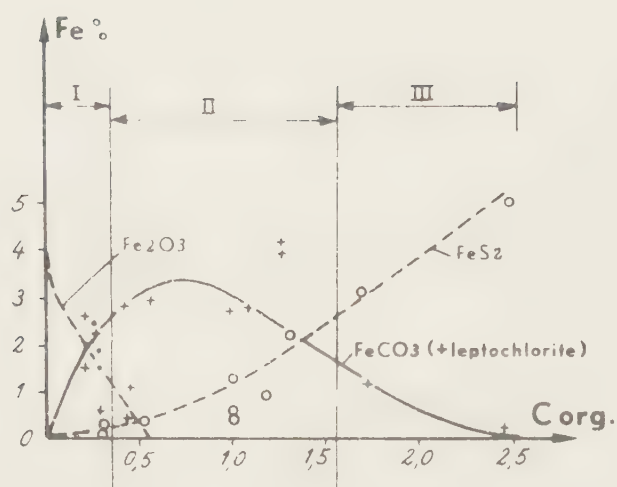


Fig. 25 - Rapports entre le carbone organique (C org.) et les formes du fer dans les roches argileuses marines

- I Faciès rouge
- II Faciès sidéritique
- III Faciès pyritique

(D'APRES N.W. STRAKHOV et al., 1957)

I.7 - LES TRANSFORMATIONS ULTERIEURES

1.7.1 - *Causes :*

Après le stade diagénétique d'évolution, la roche est cimentée et les réactions de réorganisation essentiellement liées au potentiel d'oxydo-réduction ont pris fin. Aux phénomènes intervenant postérieurement à la diagénèse, mais avant ceux liés à l'altération superficielle, peuvent être attribuées deux séries d'observations : ce sont les remplissages de cavités, certains accidents magnétiques auxquels peuvent être rattachées certaines formes d'hématite rouge apparue au cours de l'épigénèse. Enfin, le retour aux conditions de surface s'effectue par altération de la roche.

1.7.2 - *L'épigénèse :*

L'évolution épigénétique se marque par des phénomènes limités qui sont le comblement des cavités et la formation des accidents magnétiques en bordure de certaines failles.

Les cavités présentes dans la formation sont soit des "coupes" ou diaclases, soit des cavités diverses. Il existe dans le minerai un plan de plus faible résistance appelé le "fil de mine". Ce plan recoupe indifféremment les structures, qu'elles soient d'origine primaire ou diagénétique. De manière régulière, parallèlement à cette direction, des ouvertures, "coupes" ou diaclases, traversent sensiblement verticalement les strates d'arénite et disparaissent rapidement dans les roches encaissantes plus plastiques. Ces fissures se sont créées postérieurement à la diagénèse mais sont fréquemment comblées plus ou moins complètement par des dépôts de calcite avec des paragénèses à sidérose, marcassite et pyrite, galène, blende, parfois kaolinite. L'aspect de ces fissures est alors celui d'une véritable caisse filonienne présentant généralement une altération métasomatique des épontes où se développent sidérose et pyrite.

Les autres cavités possibles du minéral : fissures en biseau des concrétions calcaires, cavités d'Ammonite, etc ... présentent les mêmes paragénèses de remplissage avec quelquefois, dans les arénites très réduites, des développements de microcristaux fibroradiés de goethite. Il s'agit de petits plumbeaux fixés sur la calcite ou englobés dans de gros cristaux de quartz hyalin automorphes pointés vers le centre de la cavité.

Sur le plan théorique, ces remplissages indiquent une migration des minéraux vers les ouvertures. Ces composés sélectivement déplacés cristallisent alors en une véritable séquence paragénétique filonienne. Seuls, des phénomènes de réorganisation du matériel primitif sont à mettre en cause.

La formation de l'hématite, qui se manifeste en certains points très localisés aussi bien dans les arénites argileuses que non argileuses, correspond à la transformation de la goethite et de la limonite en hématite. Cette transformation apparaît assez tardivement dans les minerais lorrains. Les auteurs qui se sont penchés sur ce problème ont observé les transformations suivantes : (M.A. GHEITH 1953, G. HUTTIG et H. MOLDNER 1931).

Les gels $\text{Fe}(\text{OH})_3$ donnent par vieillissement à la température ordinaire

- de la goethite à pH élevé ou à pH neutre en présence de HCO_3 ou SO_4^{--}
- de l'hématite, à pH faible ou neutre en présence de Mg^{++} ou Ca^{++}

La goethite se transforme en hématite

- à $165^\circ \pm 5^\circ$ à pH alcalin (0,1 NaOH)
- à $125^\circ \pm 15^\circ$ à pH neutre (eau pure)

Ces données sont intéressantes, car elles permettent d'expliquer l'absence de gels de $\text{Fe}(\text{OH})_3$ dans les minerais non transformés, et l'absence de goethite dans les minerais ayant subi un métamorphisme même léger.

Il est difficile de dater la formation des accidents magnétiques. Les faits montrent qu'ils sont postérieurs à la diagénèse, et liés à certaines grandes failles. Ces accidents se présentent sous forme d'amas sur-réduits limités supérieurement et inférieurement par une surface très nette ; latéralement, cette paragénèse peut s'étendre sur quelques centaines de mètres. Généralement présent dans le panneau effondré de la faille, ce faciès peut apparaître dans l'autre panneau mais avec une extension latérale sensiblement plus faible. Autour du faciès magnétique, la roche est rouge, très décalcifiée, et passe rapidement aux faciès normaux environnants.

Sous l'angle chimique, la paragénèse magnétique se traduit par une surréduction locale sans apport de matière mais avec un départ important de H_2O et parfois de CO_3Ca . La calcite se retrouve en masses cristallisées abondantes et associée à la barytine et à la pyrite dans la faille.

1.7.3 - L'altération superficielle :

Cette évolution récente correspond à un retour des faciès profonds aux conditions physico-chimiques de la surface. Très générale le long des affleurements, l'altération peut affecter la formation plus profondément (cette altération s'étend sur plus d'un kilomètre à Mont-Saint-Martin).

Mécaniquement, l'altération superficielle se traduit par l'ameublissement progressif et différentiel de la roche : les concrétions calcaires apparaissent en relief, les roches mixtes sont débitées en plaquettes, et les diastèmes apparaissent très nettement. Sur le plan chimique, cette altération se traduit par une oxydation de tous les constituants réduits du fer, et une mobilisation des éléments : c'est ainsi que MgO est l'élément le plus migrant. La calcite est ensuite à son tour lessivée. Le fer peut être également lessivé, mais se retrouve toujours sous forme de remplissage de goethite compacte très dure dans les fissures. Le résultat de cette altération est une roche où les grains résiduels sont très tassés et ménagent des pores partiellement comblés de limonite fine résiduelle.

Localement, lorsqu'une telle roche est envahie par une nappe hydrostatique, elle redevient verte dans le niveau réducteur de cette nappe : en lames minces, le ciment apparaît alors constitué d'une pellicule vert pâle de chlorite.

Plus en profondeur dans la formation, l'altération supergène se développe le long du réseau des fissures du fil de mine. De part et d'autre, la roche est altérée, puis saine. Fréquemment, on observe, dans les cas intermédiaires, des boules de roche originelle non altérée.

II. BILANS CHIMIQUE ET MINÉRALOGIQUE DES MINÉRAIS

II.1 - APPROCHE DU PROBLÈME

L'étude de la génèse du minerai lorrain a permis de replacer chaque minerai, chaque paragénèse dans son contexte évolutif. Au niveau du produit que l'on observe actuellement, cette histoire est inscrite dans la texture et la structure. Elle l'est également dans la composition chimique. En effet, en dernier ressort, cette histoire n'est qu'une succession de déplacements de la matière avec des modifications des concentrations relatives des éléments. Il est donc normal que l'état final, à nos yeux, ne puisse avoir une composition quelconque, mais bien au contraire qu'il soit déterminé par les étapes de la formation du minerai. Or, l'analyse chimique est la mesure la plus objective qui puisse être réalisée à l'heure actuelle d'un minerai et certainement celle pour laquelle la variance est la plus faible. Ceci explique les tentatives d'utilisation des dosages d'éléments pour accéder à ce qui a été communément appelé la composition minéralogique quantitative. Cependant, une telle reconstitution du minerai à partir de la composition élémentaire n'est pas simple, et malgré les moyens offerts par les techniques d'analyse statistique (régressions, corrélations simples et multiples, analyse de variance), le grand nombre d'éléments dont le rôle est essentiel rend impossible cette opération ; d'autant plus que les phases minérales naturelles, en particulier celles du minerai lorrain, ne correspondent pas à la composition chimique idéale des minéraux purs. Une interprétation statistique brutale conduit le plus souvent à de très importantes erreurs d'interprétation.

Pour mener à bien l'étude du bilan chimique des minerais, il convient au préalable de connaître la génèse du minerai et la composition des phases constitutives.

TABLEAU II Composition chimique moyenne des constituants essentiels des minerais lorrains

Constituants	Fe	Fe ⁺⁺	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃	MgO	Mn	P	H ₂ O	S	CO ₂	Silice libre
Limonite	52,0	0 à 5	4,0	0,5	6,0	1,2	0,22	0,70	11,5	0,04	-	-
Chlorite	32,0	18,5	29,0	1,5	9,9	6,5	0,16	0,21	10,9	0,07	-	-
Sidérose	38,0	38,0	-	5,3	-	5,6	1,0	-	-	-	39,0	-
Ciment argileux brun	27,7	20,8	33,5	-	16,5	4,0	0,18	0,33	9,6	0,25	-	11,3
Ciment argileux vert-noir	19,0	15,0	40,0	-	16,5	3,2	0,14	0,37	8,7	0,57	-	19,0
Calcite	0,8	-	0,3	53,0	0,4	0,4	0,14	0,20	-	0,04	44,0	-
Quartz (minerais oxydés)	2,5	-	90,0	1,0	1,5	0,3	0,02	0,09	1,2	0,04	0,7	85,0
Pyrite (et marcassite)	46,5	- *	-	-	-	-	-	-	-	52,5	-	-

* Le fer de la pyrite est réellement du Fe⁺⁺ mais n'est pas dosé comme tel dans les méthodes généralement utilisées, et en particulier ici.

En ce qui concerne les phases constitutives des isolements détaillés avaient déjà été réalisés en 1960. Complété par la suite sur différents autres types de minerais, ce travail a permis d'établir un tableau précis de la composition des constituants du minerai lorrain et de s'assurer de la constance de cette composition (tableau II).

Le problème du bilan chimique se présente comme un système d'équations à plusieurs inconnues. Le système est totalement déterminé pour autant que l'on dose 5 éléments chimiques, puisqu'il existe une relation de fermeture entre les 6 constituants présents au maximum dans un minerai. Cette relation de fermeture est donnée par le fait que ces constituants représentent 100 % du produit. Cette voie de la résolution pure et simple du système d'équations sera abordée en deuxième partie, car elle conduit malgré sa simplicité théorique d'application, à des résultats pratiques entachés d'une forte variance.

L'autre voie, basée sur l'histoire génétique du minerai correspond à la constitution d'un système où apparaissent les lois génétiques. Dans ces conditions, le nombre d'éléments chimiques nécessaires est plus faible, mais également les résultats plus sûrs. Cette méthode ne s'applique cependant pas dans tous les cas.

Basée sur l'histoire génétique du minerai, la méthode directe intégrant ces lois génétiques permet la détermination des constituants pour autant que ceux-ci soient présents dans la roche. Il faut donc que l'échantillon étudié représente le volume de roche où se sont opérées les réactions de réorganisation. Un bilan peut être effectué sur cet ensemble ayant évolué, mais ayant conservé l'essentiel de son matériel chimique de base. A petite échelle la distribution initiale est bouleversée par les ségrégations. L'application des règles de calcul ne peut conduire alors qu'à des impossibilités ; dans ce cas, seul un calcul de répartition des phases peut donner la composition minéralogique locale. Ceci se présente également pour les produits provenant d'opérations de concentration où l'on s'efforce par définition d'obtenir une répartition favorable des phases. Par contre, les mélanges de roches peuvent être étudiés de cette manière.

L'observation macroscopique a permis de mettre en évidence deux types de minerais fondamentaux suivant qu'ils contiennent ou non du matériel argileux. Chacun de ces types est à l'origine d'une succession de paragénèses caractéristiques. Cependant, dans la pratique, les minerais exploités ne correspondent que rarement à un type pur et de roche et de paragénèse. En effet, les causes de mélanges sont diverses :

- exploitation simultanée de la couche et de son pied,
- exploitation simultanée de deux ou plusieurs couches et des intercalaires,
- salissage par exploitation, surtout au cours de la phase de dépilage.

Le fait que toutes ces roches sont formées des mêmes constituants de base en proportions variables, permet là encore d'appliquer les règles de mélange des constituants. Il est évident cependant que sur les plans textural et structural, chaque terme du mélange conserve son originalité.

II.2 - BILAN CHIMIQUE BASE SUR LES LOIS DE FORMATION

2.2.1 - *Les proportions de matériel argileux :*

Le matériel argileux est un produit riche en Al_2O_3 et relativement pauvre en fer. La limonite, par contre, seul constituant ferrifère de l'état initial est riche en fer et pauvre en Al_2O_3 , et de plus, ces éléments y figurent à des teneurs assez constantes. Dans ces conditions, l'étude du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Fe}$ doit permettre de tester la présence de matériel argileux. Si au cours des transformations liées à la réorganisation minérale il n'y a aucun départ ni apport de Al_2O_3 et Fe, ce test restera alors applicable : ceci est vérifié pour la plupart des minerais lorrains.

En pratique, les termes que l'on peut distinguer, d'après la valeur de $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Fe}$, sont :

$$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Fe} = 0,11 \text{ à } 0,14.$$

Appartiennent à cette catégorie les minerais non argileux toujours en stratification entrecroisée, et d'une manière plus générale, toutes les arénites non argileuses

$$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Fe} = > 0,18.$$

C'est le groupe des minerais argileux de structure contournée. Les valeurs de ce rapport peuvent atteindre 0,40 pour des roches encore dénommées "minerais" ; dans les arénites argileuses le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Fe}$ peut varier de 0,18 à 0,70.

La valeur de 0,14 du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Fe}$ prise ici comme limite entre les arénites non argileuses et les arénites argileuses est plus élevée que celle de la limonite des oolithes. Elle est nécessaire pour tenir compte de la limonite fine, dont les quantités sont très variables dans les minerais non argileux mais peuvent devenir importantes dans les minerais et arénites calcaires grossières.

L'observation des arénites à ciment argileux avait mis en évidence deux types de matériel fin : l'un vert-noir, l'autre brun. En prenant comme composition les moyennes des teneurs des phases triées pour chaque catégorie mais débarrassées de leurs carbonates dont les quantités sont éminemment variables, on peut estimer les quantités de ciment argileux pouvant être contenues dans le minerai (fig. 26 et 27). Des abaques complémentaires ont pu être construits pour calculer la silice liée aux ciments argileux en fonction des teneurs en Fe et Al_2O_3 (fig. 28 et 29).

Les minerais à ciment argileux vert-noir sont les plus fréquents et constituent la plupart des pieds de couches, intercalaires minéralisés, minerais ou passées de faciès "truitées".

EXEMPLES : 1. Quantité de ciment argileux vert-noir pour Fe et Al_2O_3 donnés
 $Fe = 30 \%$, $Al_2O_3 = 6 \%$ $\Rightarrow$ ciment argileux = 18 %
limonite % lorsque le minéral ne contient ni chlorite ni sidérose.

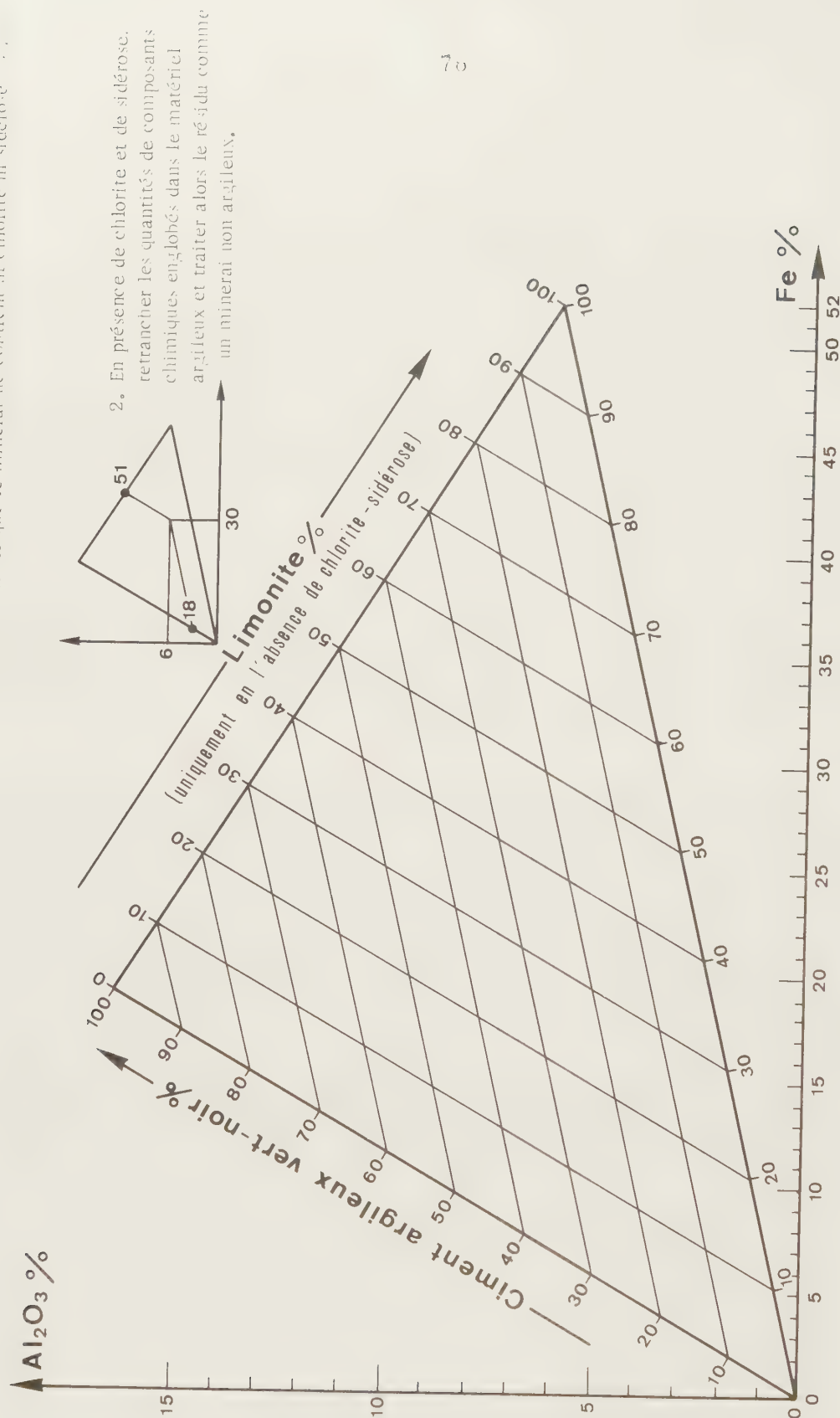


Fig.26-Minerais argileux.Ciment argileux vert-noir.
Quantités de ciment argileux et de limonite en l'absence de chlorite
et sidérose en fonction de $Fe \%$ et $Al_2O_3 \%$.

- EXEMPLES : 1. Quantité de SiO_2 liée pour Fe et Al_2O_3 donnés, Fe = 30 %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6\%$ $\Rightarrow$ SiO_2 liée = 8 %
2. Quantité de quartz en grains détritiques de l'arénite pour Fe, Al_2O_3 et SiO_2 donnés, Fe = 30 %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6\%$, $\text{SiO}_2 = 10\%$
- SiO_2 liée = 8 % ; quartz gros = SiO_2 dosée - SiO_2 liée 10 - 8 = 2 %

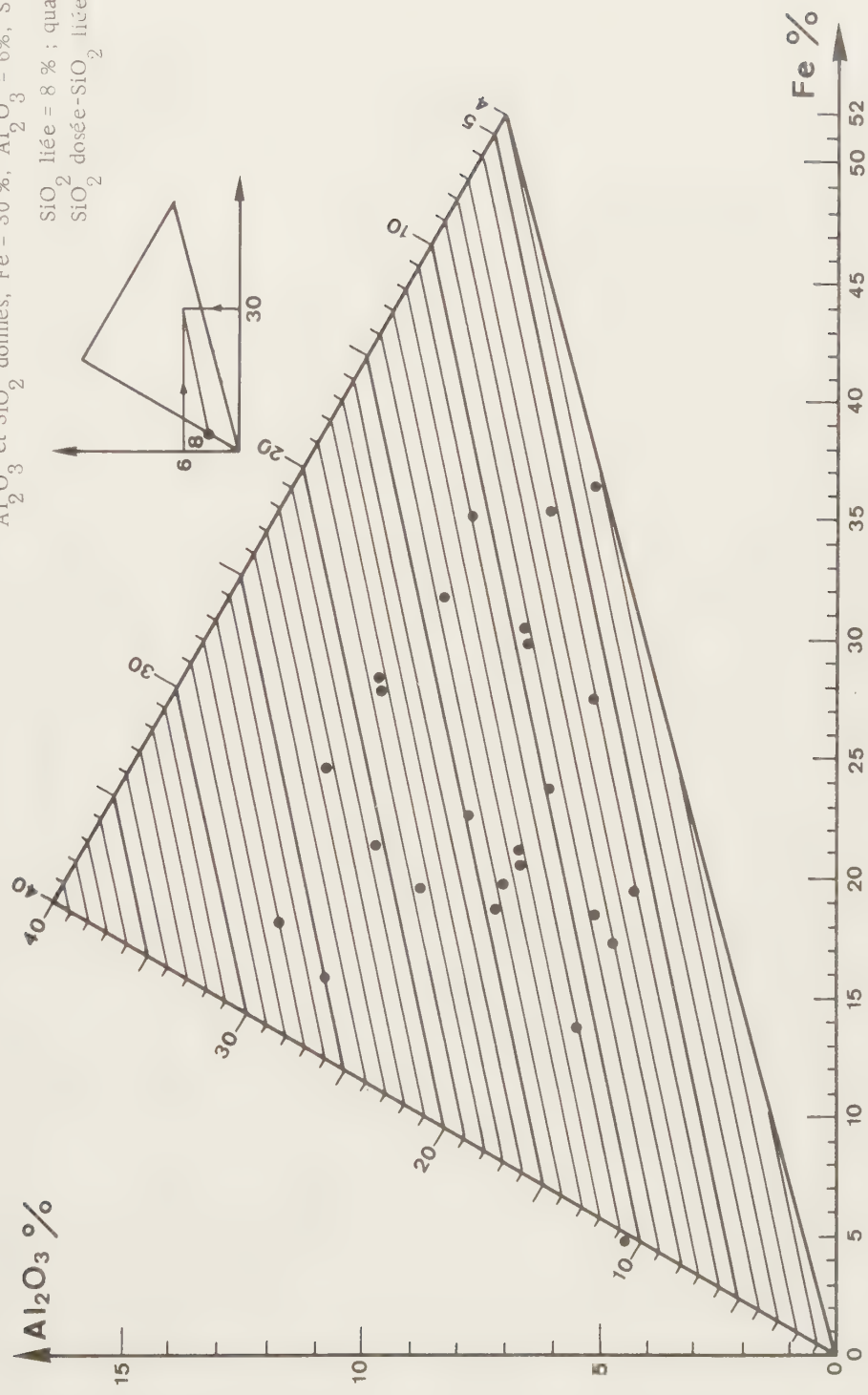


Fig.27- Minerais argileux.Ciment argileux vert-noir.

(Pas de réduction de la limonite) SiO_2 % liée aux phases argileuses et limonite c'est-à-dire non sous forme de quartz gros, en fonction de Fe % et Al_2O_3 % (uniquement pour les minerais exempts de sidérose et chlorite)

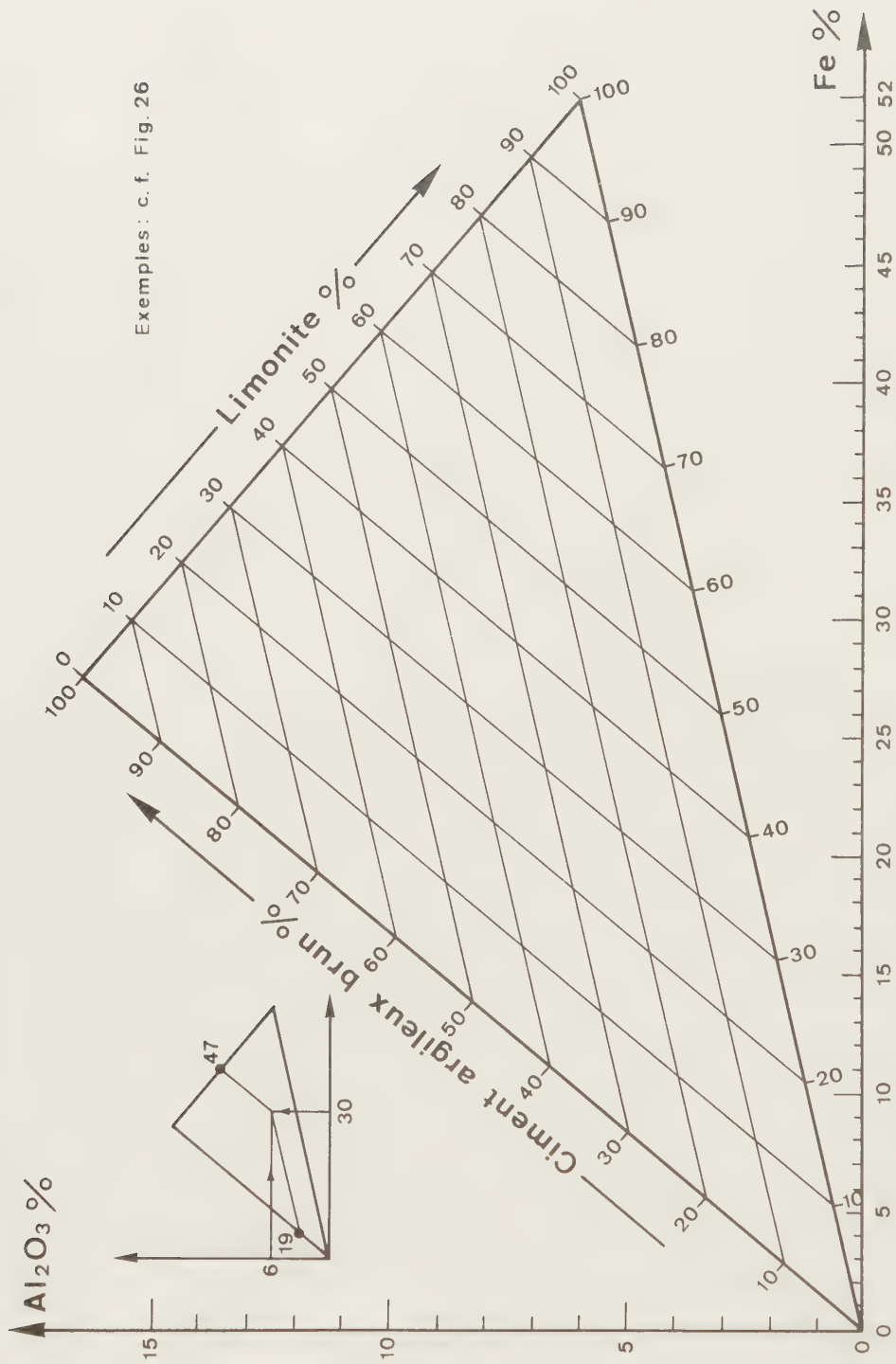


Fig. 28 - Minerais argileux. Ciment argileux brun.

Quantités de ciment argileux et de limonite en fonction de Fe total % et $\text{Al}_2\text{O}_3 \%$

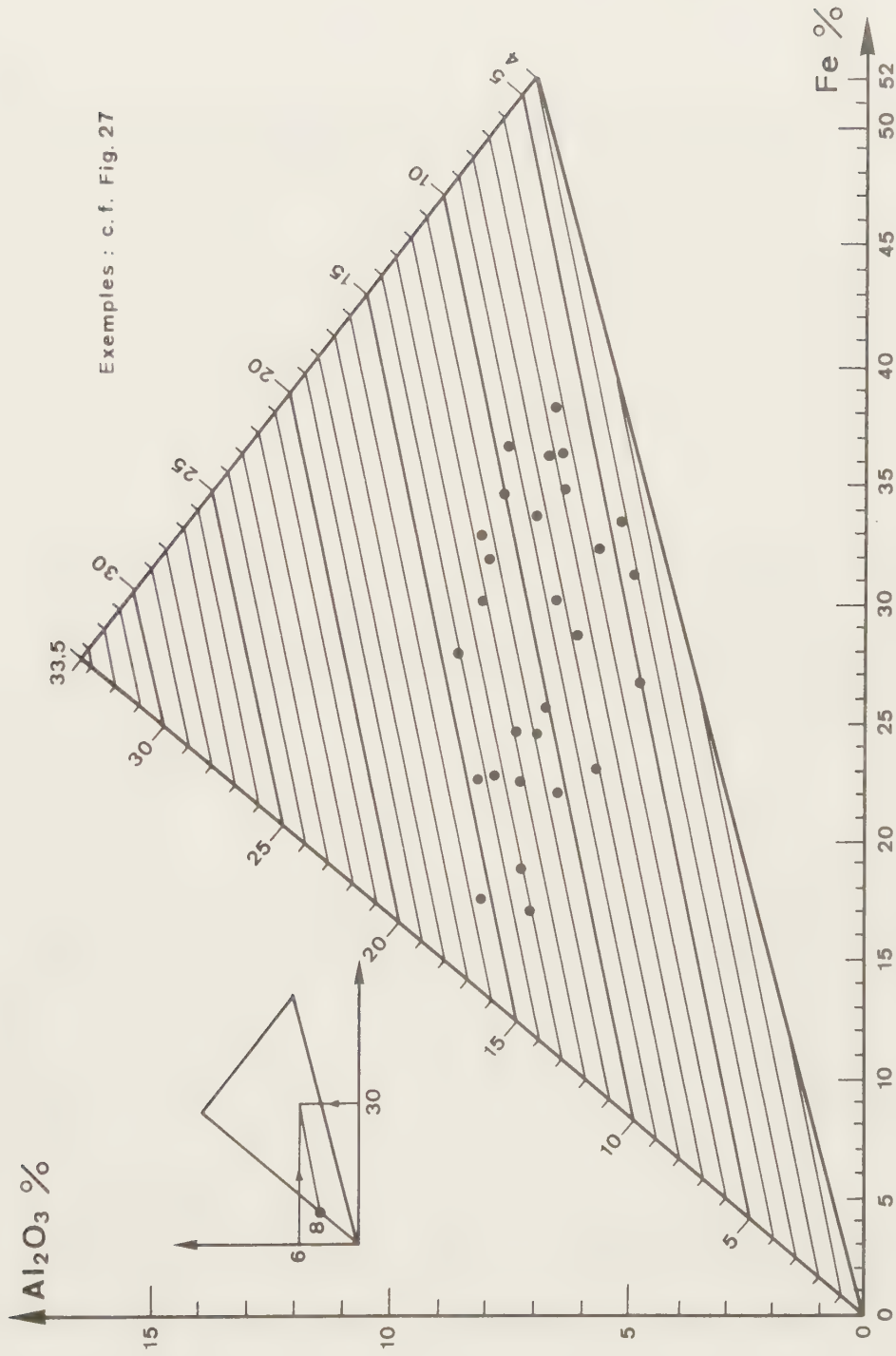


Fig.29 - Minerais argileux. Ciment argileux brun.

SiO_2 liée aux phases argileuses et limonite, c'est-à-dire non sous forme de quartz gros, en fonction de Fe total % et $\text{Al}_2\text{O}_3 \%$

Le processus de calcul de l'incidence du matériel argileux sur la composition minéralogique se déroule de la façon suivante : le diagramme de la figure 26 donne les quantités de ciment argileux vert-noir en fonction de Fe et Al_2O_3 . Par le calcul, on peut alors retrancher de l'analyse chimique initiale les éléments provenant du ciment argileux. Sur les produits restants, la marche suivie pour les minerais non argileux permet de définir les quantités de limonite, sidérose et chlorite. A l'aide du diagramme de la figure 27, on détermine directement la quantité de quartz gros du minerai : le diagramme donne la quantité totale de SiO_2 englobée dans la limonite et le ciment argileux (silice des silicates + quartz fin). Par différence avec la silice totale dosée, on obtient la quantité de quartz grenu présent dans l'échantillon.

A l'encontre des minerais argileux à ciment vert-noir, les minerais à ciment argileux brun sont assez rares : ils forment la majeure partie des couches brunes de Landres-Ottange, L3 de Longwy, et jaune principale (dans sa zone argileuse). Certains intercalaires très calcaires ont également du ciment argileux brun. Ces minerais argileux contiennent en général très peu ou pas de sidérose. L'essentiel de la chaux est donc en calcite.

2.2.2 - La paragénèse oxydée des minerais non argileux :

La paragénèse oxydée des minerais non argileux correspond pratiquement à l'état initial des arénites non argileuses avant toute transformation de réduction. Les seuls constituants en présence sont : (fig. 30) :

- la limonite,
- le quartz,
- la calcite.

En pratique, on peut considérer qu'un minerai présente une telle paragénèse lorsque $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Fe} \leq 0,14$ et qu'il contient moins de 10 % du fer sous forme Fe^{++} limite à partir de laquelle la limonite se transforme visiblement en chlorite et sidérose.

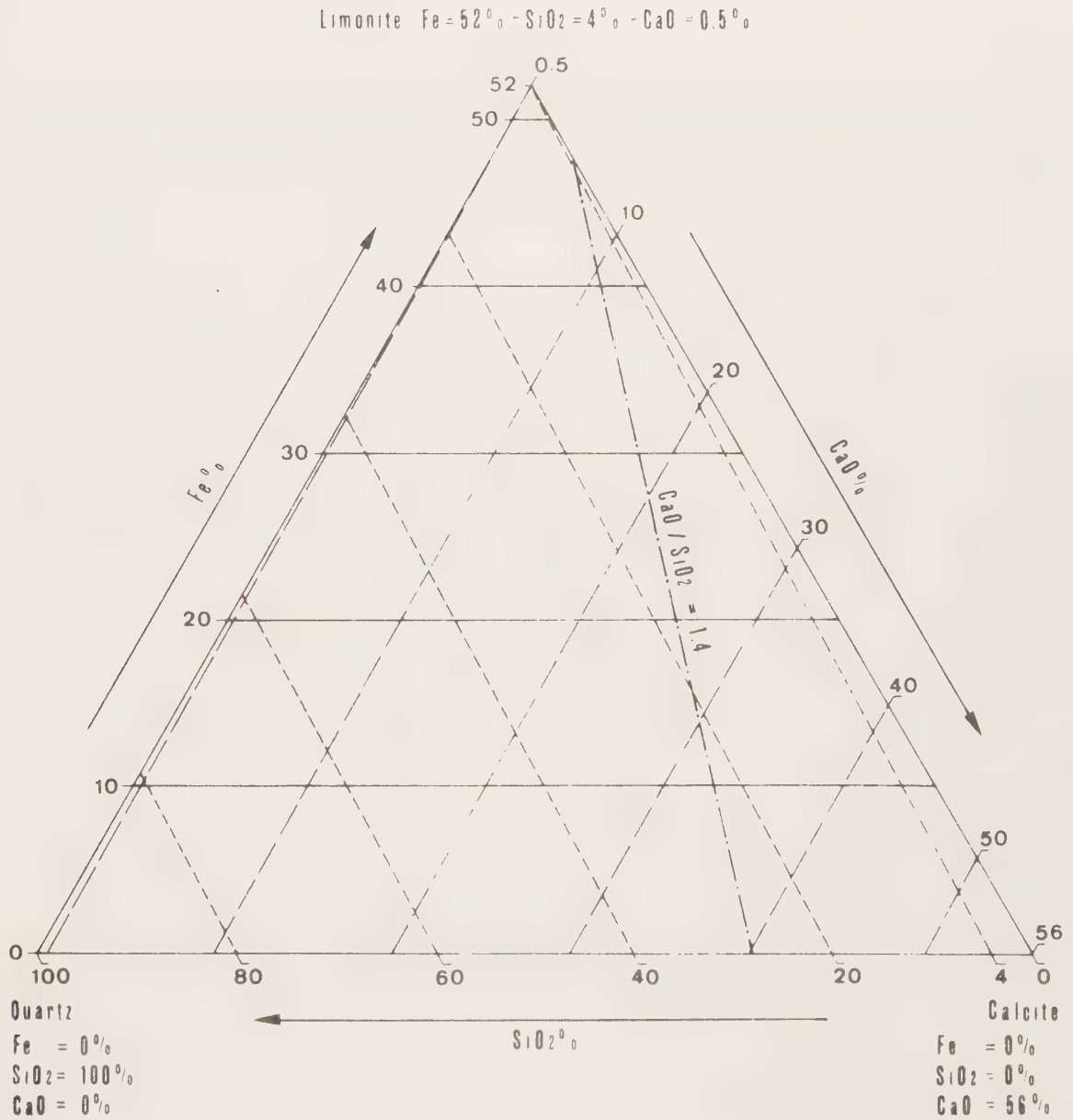


Fig.30 - Classification des arénites non argileuses en fonction des trois constituants minéralogiques originaux .

La répartition des éléments chimiques (tableau I) entre les divers constituants permet de prévoir les liaisons et ainsi de porter les valeurs réelles dosées sur des abaques en les comparant aux valeurs calculées : ces liaisons sont directes ou indirectes.

- Les liaisons directes :

Par rapport aux conditions théoriques prises pour la composition moyenne de la limonite, les valeurs réelles se placent de 3 manières :

- . la droite de régression de la population dosée est très proche de la droite théorique tracée pour la limonite. C'est le cas de H_2O combinée % (fig. 31). A ce comportement, on peut attribuer également celui de Al_2O_3 : les valeurs se répartissent entre les droites théoriques de la limonite des oolithes et de celles de la limonite fine (fig. 32) ;
- . la droite de régression de la valeur dosée présente une pente supérieure à celle de la droite théorique : MgO et P (fig. 33 et 34). Pour le phosphore, le décalage peut s'expliquer par la limonite fine, les granules et par la calcite. Dans ce dernier cas, le décalage entre teneurs réelles et teneurs calculées devrait s'estomper pour les fortes teneurs en fer :
- . la droite de régression est très proche d'une parallèle à l'axe des abscisses et passe par la valeur moyenne de l'élément considéré dans la limonite. Ce cas se présente pour S et Mn (fig. 35 et 36) et alors à faibles teneurs. Ces éléments sont distribués apparemment au hasard. Les lois qui président à la répartition de ces éléments restent à mettre en évidence mais sont très certainement d'un autre type que celles qui régissent les mélanges de constituants détritiques.

- Les liaisons indirectes et les proportions de constituants :

La proportion de limonite peut être directement estimée en multipliant Fe % par 1,92 (100/52).



Fig. 31 - Minerais non argileux . Paragénèse oxydée

Liaison $H_2O \%$ - $Fe \text{ total } \%$



Fig.32 - Minerais non argileux . Paragénèse oxydée

Liaison $\text{Al}_2\text{O}_3 \%$ - Fe total %

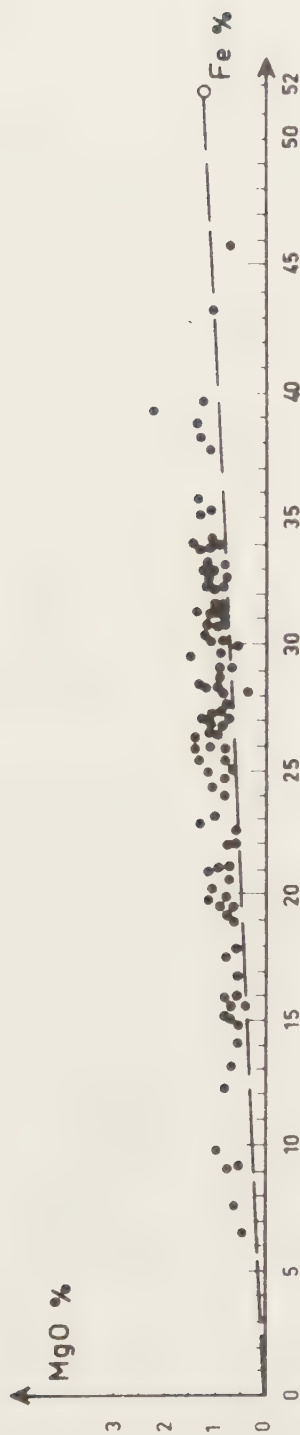


Fig. 33 - Minerais non argileux . Paragénèse oxydée

Liaison MgO % - Fe total %

- arénites
- limonite: composition moyenne

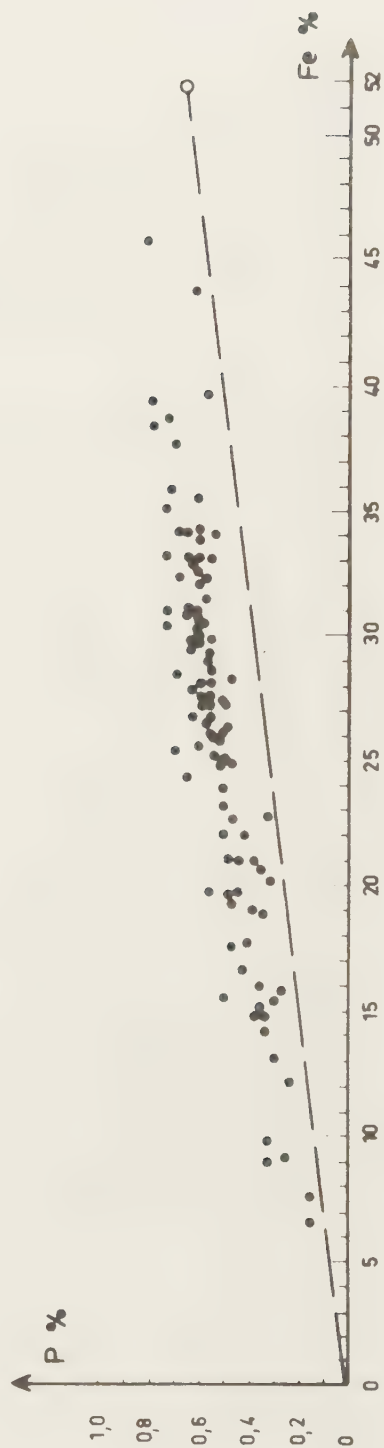


Fig. 34 - Minerais non argileux . Paragénèse oxydée

Liaison P % - Fe total %

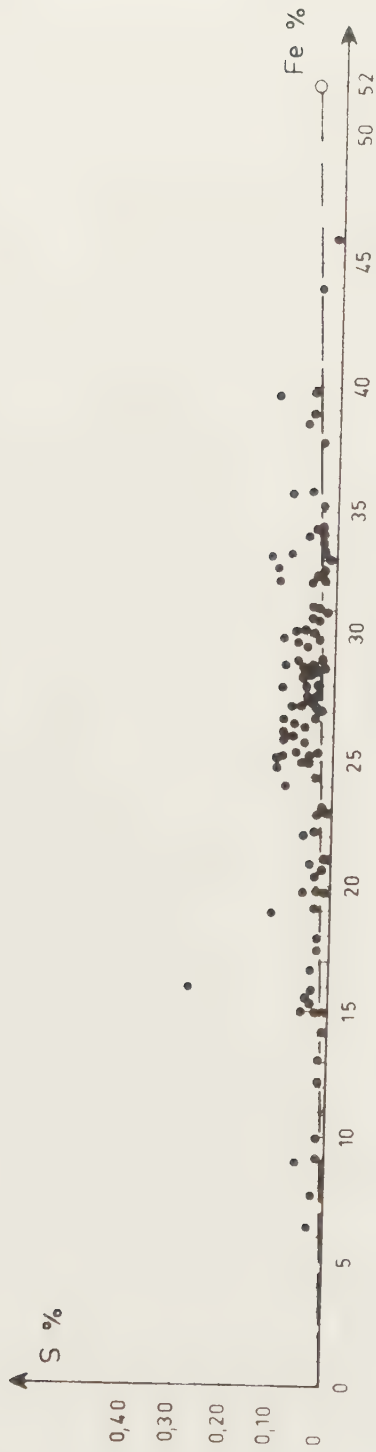


Fig.35 - Minerais non argileux . Paragénèse oxydée

Liaison S % - Fe total %

- arenites
- limonite composition moyenne



Fig.36 - Minerais non argileux . Paragénèse oxydée

Liaison Mn % - Fe total %

La proportion de quartz est prise comme la totalité de la silice extérieure à la limonite. Ces valeurs ont été calculées (fig. 37). La comparaison entre ces valeurs de quartz calculées et la silice libre dosée montrent un décalage systématique (fig. 38) avec quelques points fortement dispersés : faut-il mettre en cause le principe du dosage qui, comme l'a signalé G. TURPIN (1952) est susceptible de faire passer du quartz en solution ? La bonne concordance obtenue sur le diagramme de la chaux semble confirmer cette hypothèse (fig. 39).

Connaissant les quantités de quartz et de limonite, on en déduit la quantité de calcite par différence à 100. Ceci peut également s'écrire sous forme de loi entre les éléments Fe, SiO₂, CaO :

$$1,826 \text{ Fe} + \text{SiO}_2 + 1,785 \text{ CaO} = 100$$

La concordance entre les valeurs de CaO dosées et celles estimées à partir des valeurs SiO₂ et Fe % portées sur l'abaque est bonne (fig. 39).

Les principales applications pratiques de ces diagrammes sont les suivantes :

- connaissant quelques éléments chimiques, on peut avoir une bonne idée de l'analyse complète de ces minerais,
- une vérification des résultats d'analyse peut être effectuée par comparaison aux valeurs moyennes,
- il est possible de mettre en évidence la paragenèse oxydée dans les sondages. Généralement en effet, les travaux de reconnaissance anciens ne comportent aucune description géologique et les éléments dosés sont uniquement Fe, SiO₂, CaO. La confrontation de ces valeurs avec le diagramme de la figure 36 permet de faire ressortir la paragenèse oxydée lorsque les écarts entre valeur dosée et valeur graphique ne dépassent pas 1 à 1,5 point de chaux. Dans le cas contraire, on ne peut rien conclure.

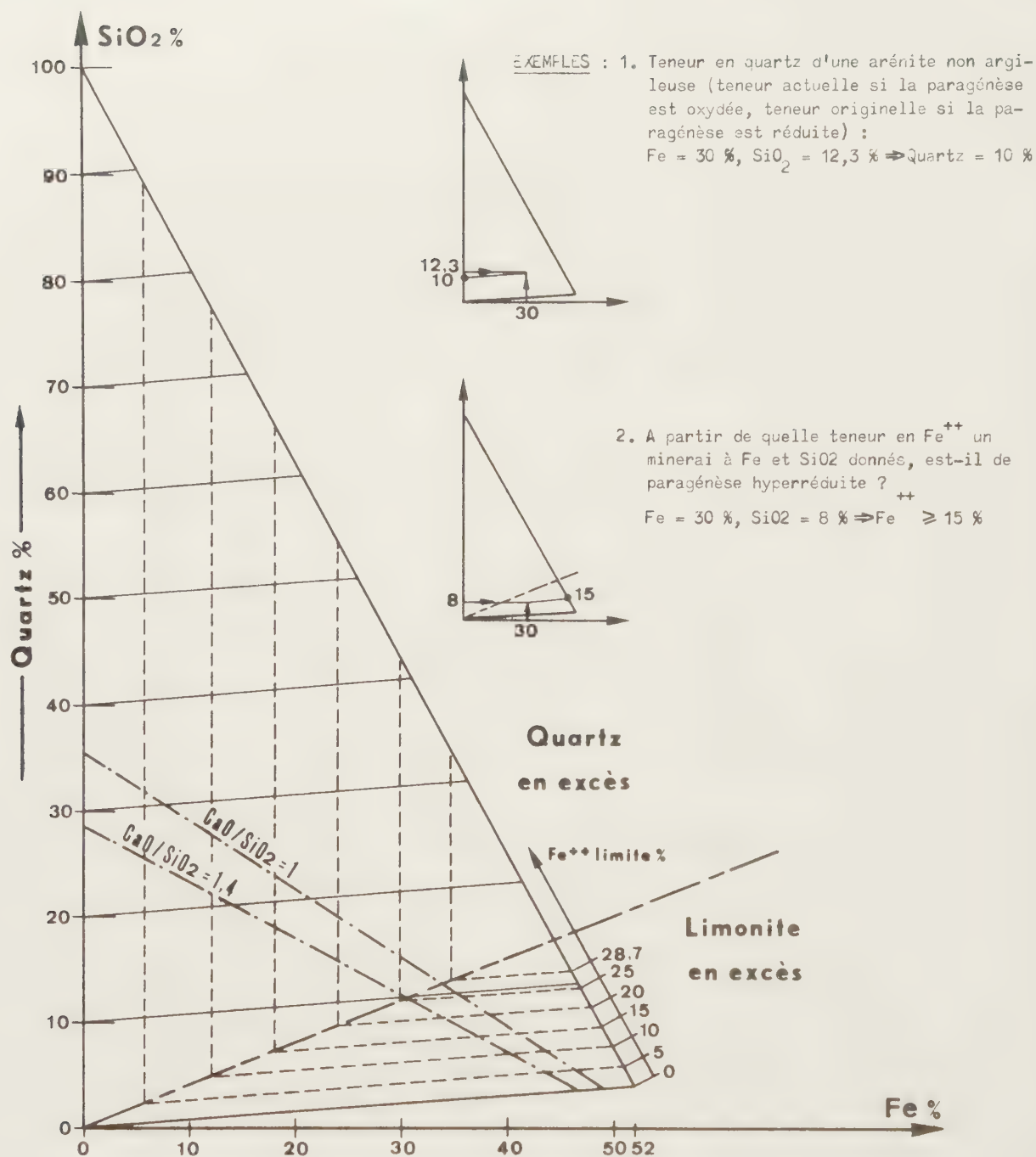


Fig. 37 - Minéraux non argileux

Teneur en quartz des minerais d'après les teneurs en Fe et SiO_2 : (les droites quartz % passent par les points $\text{SiO}_2 \%$ des ordonnées lorsque $\text{Fe} \% = 0$ c'est-à-dire lorsqu'il n'y a plus de limonite dans le produit).

— droite figurant les proportions de quartz et limonite satisfaisant à l'équation de réduction.
 Limonite + quartz $\Rightarrow$ chlorite + sidérose

--- limites théoriques donnant $\text{Fe}^{++} \%$ à partir desquelles il y a soit, quartz en excès, soit limonite en excès par rapport aux valeurs de la réaction. Au delà de ces limites, apparaissent de nouvelles paragenèses (paragenèses hyperréduites).



Fig.38 - Minerais non argileux . Paragénèse oxydée

Ecart, en fonction de SiO₂, entre les valeurs du quartz calculé et le quartz dosé par voie chimique

(méthode J. AUBRY, G. TURPIN, 1950)

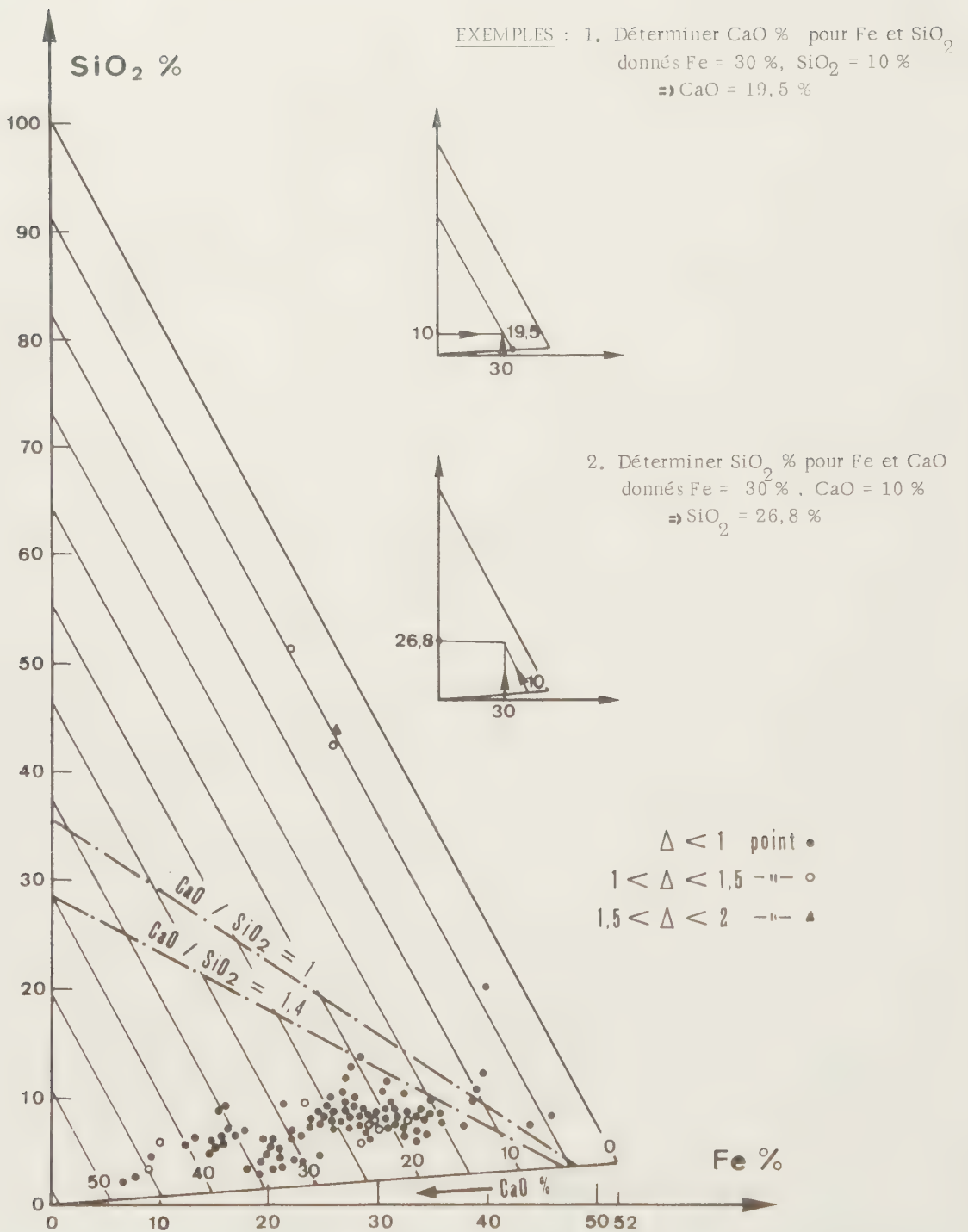


Fig.39 - Minerais non argileux . Paragénèse oxydée

Teneurs en CaO % d'après les teneurs en SiO₂ et Fe de l'échantillon
 Droites théoriques

Valeur absolue de l'écart entre lecture directe et dosage Δ

2.2.3 - Les paragénèses réduites des arénites non argileuses :

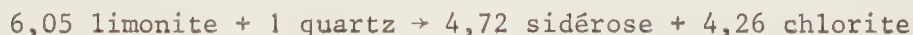
Ces paragénèses sont dans la formation ferrifère de Lorraine traditionnellement dénommées paragénèses chloriteuses. Le qualificatif de chloriteux pour cette paragénèse est impropre, puisque les minerais contiennent approximativement autant de chlorite que de sidérose. Cette dénomination sera cependant conservée car elle est très généralement utilisée en Lorraine pour définir ces minerais gris-vert à vert.

La paragénèse chloriteuse est caractérisée par l'association suivante :

- limonite
- sidérose
- chlorite
- quartz
- calcite
- pyrite éventuellement.

L'étude des textures a permis de conclure que sidérose et chlorite dérivent de la limonite et du quartz au cours des transformations diagénétiques de réduction, ce qui permet de déduire une répartition des éléments chimiques (fig. 22). Par ailleurs, il apparaît qu'au cours de ces réactions Fe, Al_2O_3 , P, SiO_2 , Mn, sont invariants (fig. 40, 41, 42).

L'invariance de Al_2O_3 et Fe permet de déterminer les proportions relatives de sidérose et de chlorite, connaissant la valeur du rapport Al_2O_3 / Fe dans la limonite de départ. Celle-ci a été prise comme 7/52 (valeur moyenne donnée par la fig. 40). En prenant les compositions chimiques moyennes des phases définies du tableau II, la réaction paragénétique s'écrit :



Ces valeurs ne représentent qu'une première tentative pour chiffrer globalement les quantités de reconstituants. Dans un calcul rigoureux, qu'il conviendra de faire lorsque de nouveaux éléments le permettront, il faudra tenir compte des remarques suivantes :



Fig.40 - Liaison entre Al_2O_3 % et Fe %



Fig.41 - Liaison entre P % et Fe %



Fig.42- Liaison entre Mn % et Fe %

- la limonite fine qui se transforme la première en chlorite est plus alumineuse que la limonite des oolithes,
- la phase chlorite tend vraisemblablement vers la chlorite pure lorsque la transformation est très avancée. En calculant les proportions de nouveaux minéraux apparus au cours de cette réaction en prenant cette fois la "chlorite pure", on aboutit aux coefficients 4,72 sidérose pour 3,18 de chlorite pure,
- les migrations de sidérose sont susceptibles de déplacer localement du fer (*),
- lorsque la quantité de CO_2 disponible est faible, la réaction s'effectue avec formation de chlorite et de pyrite ; cette chlorite ne présente peut-être pas tout à fait la même composition chimique que celle que nous avons utilisée pour les calculs.

Les transformations de la limonite et du quartz en fonction de la réaction fondamentale de réduction peuvent s'arrêter dans les deux cas suivants :

- épuisement de l'agent réducteur,
- épuisement de l'un ou l'autre des termes de départ.

Si les proportions de limonite et de quartz dans l'état initial diffèrent de celles dans lesquelles ces deux constituants sont consommés, il apparaît soit de la limonite en excès, soit du quartz en excès. Ces limites, au delà desquelles apparaissent de nouvelles paragénèses, peuvent être calculées d'après les compositions chimiques moyennes des phases triées et peuvent être mises en évidence par les teneurs en Fe^{++} (fig. 37).

(*) Dans ce cas, ainsi que pour les produits d'enrichissement, on n'échappera pas à la résolution du système d'équations à plusieurs inconnues pour déterminer les quantités de constituants en présence.

En supposant constantes les compositions chimiques des phases de ces minerais, il est possible de construire des diagrammes triangulaires permettant de déterminer des teneurs ou des quantités partant des éléments Fe et Fe^{++} dosés. Tous les diagrammes débutent avec une limonite à $\text{Fe}^{++} = 5\%$. La valeur limite de référence correspond au mélange 10 parties de sidérose pour 9 de chlorite. Sur ces diagrammes, ont été portées les valeurs réelles en essayant de mettre en lumière les écarts entre les valeurs calculées et les valeurs réelles.

Les teneurs en MgO et H_2O sont obtenues directement par la lecture des abaques (fig. 43 et 44). La détermination des quantités de sidérose, chlorite, limonite s'effectue directement sur le diagramme (fig. 45). Indirectement, à l'aide de sidérose et CaO dosés, le diagramme fig. 46 donne la teneur en CO_2 du minerai.

La calcite est obtenue en lui attribuant toute la chaux dosée, non incorporée à la phase ferrifère. Cette dernière quantité apparaît sur la figure 47. La calcite est alors obtenue en multipliant par 1,785 la chaux restante.

Le quartz est représenté par la silice dosée non liée à la phase ferrifère ; cette dernière valeur apparaît sur la figure 48. De la même manière que pour les minerais oxydés, de gros écarts apparaissent entre cette silice calculée et la "silice libre" dosée : ces écarts sont toujours dans le même sens, c'est-à-dire que par le calcul on détermine plus de quartz que n'en donnerait le dosage de la "silice libre", et l'écart est souvent de plusieurs points.

Remarque Dans tous les calculs, nous n'avons pas fait intervenir la pyrite, du fait des faibles valeurs de S %. Par le calcul, pyrite % = 1,88 S %.

EXEMPLE : Teneur en MgO % pour Fe et Fe⁺⁺ donnés :
 $\text{Fe} = 30 \text{ \%}$, $\text{Fe}^{++} = 10 \text{ \%} \Rightarrow \text{MgO} = 2,2 \text{ \%}$

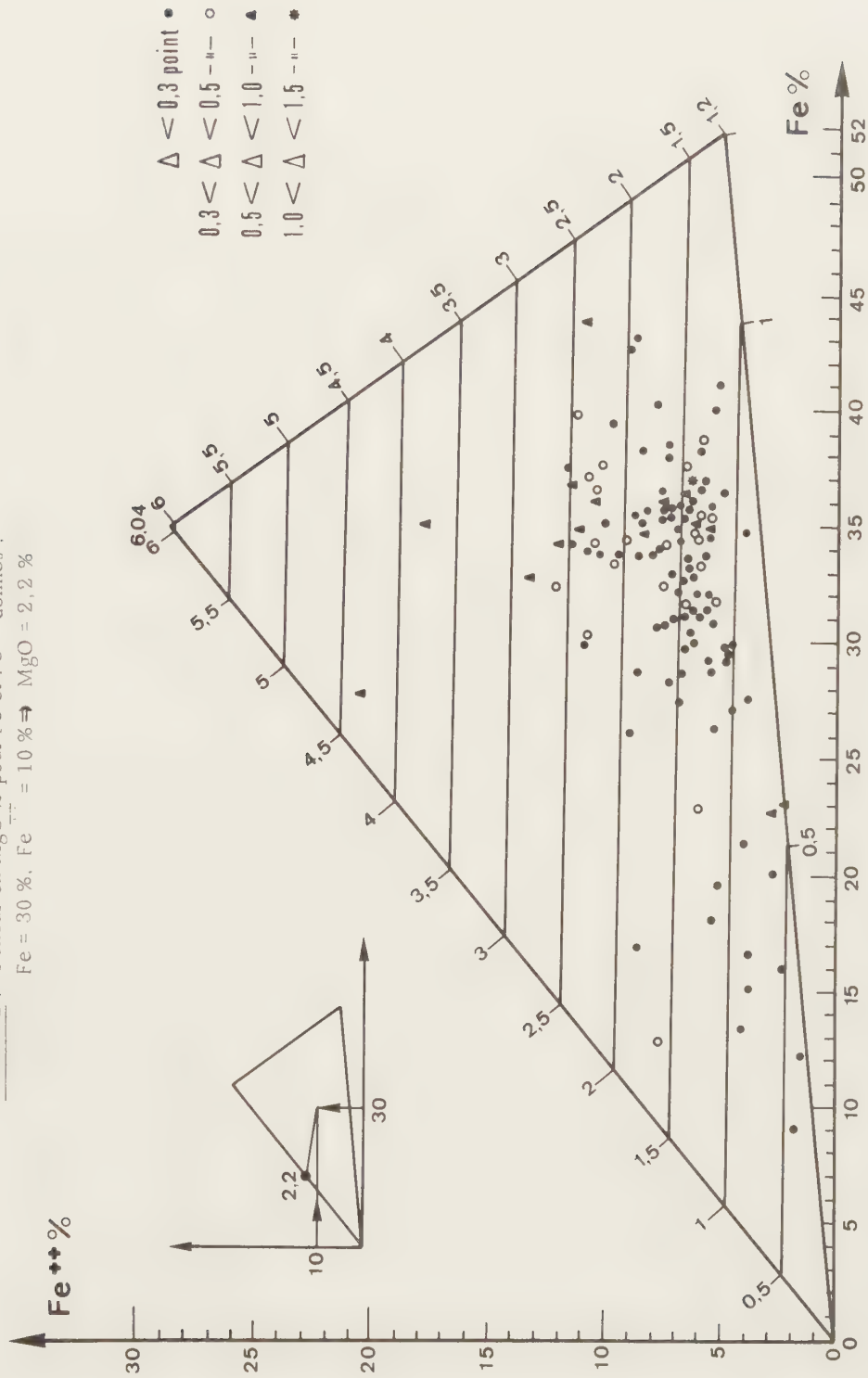


Fig. 43 - Minerais non argileux . Paragénèse chloriteuse
 MgO % en fonction des teneurs en Fe total et Fe % .
 Valeur absolue de l'écart entre lecture directe et dosage Δ

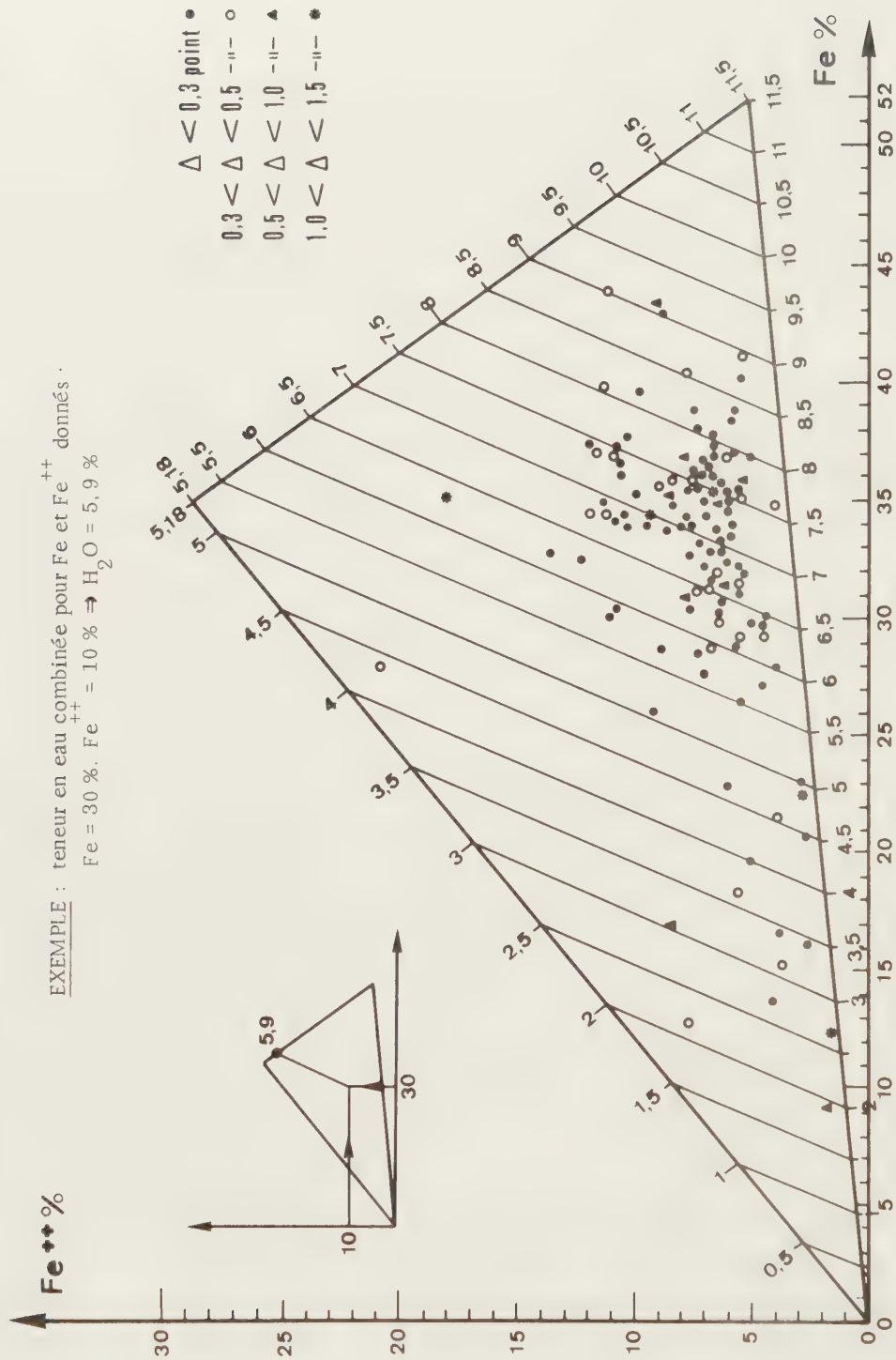


Fig.44 - Minerais non argileux . Paragénèse chloriteuse

H₂O % en fonction des teneurs en Fe total et Fe⁺⁺ %.
Valeur absolue de l'écart entre lecture directe et dosage Δ

EXEMPLE :: Quantité de limonite, chlorite et sidérose
d'un minéral à Fe et Fe^{++} donnés ; Fe = 30 %, Fe^{++} = 10 % $\Rightarrow$ sidérose = 15 %, chlorite = 13,5 %
limonite = 39 %

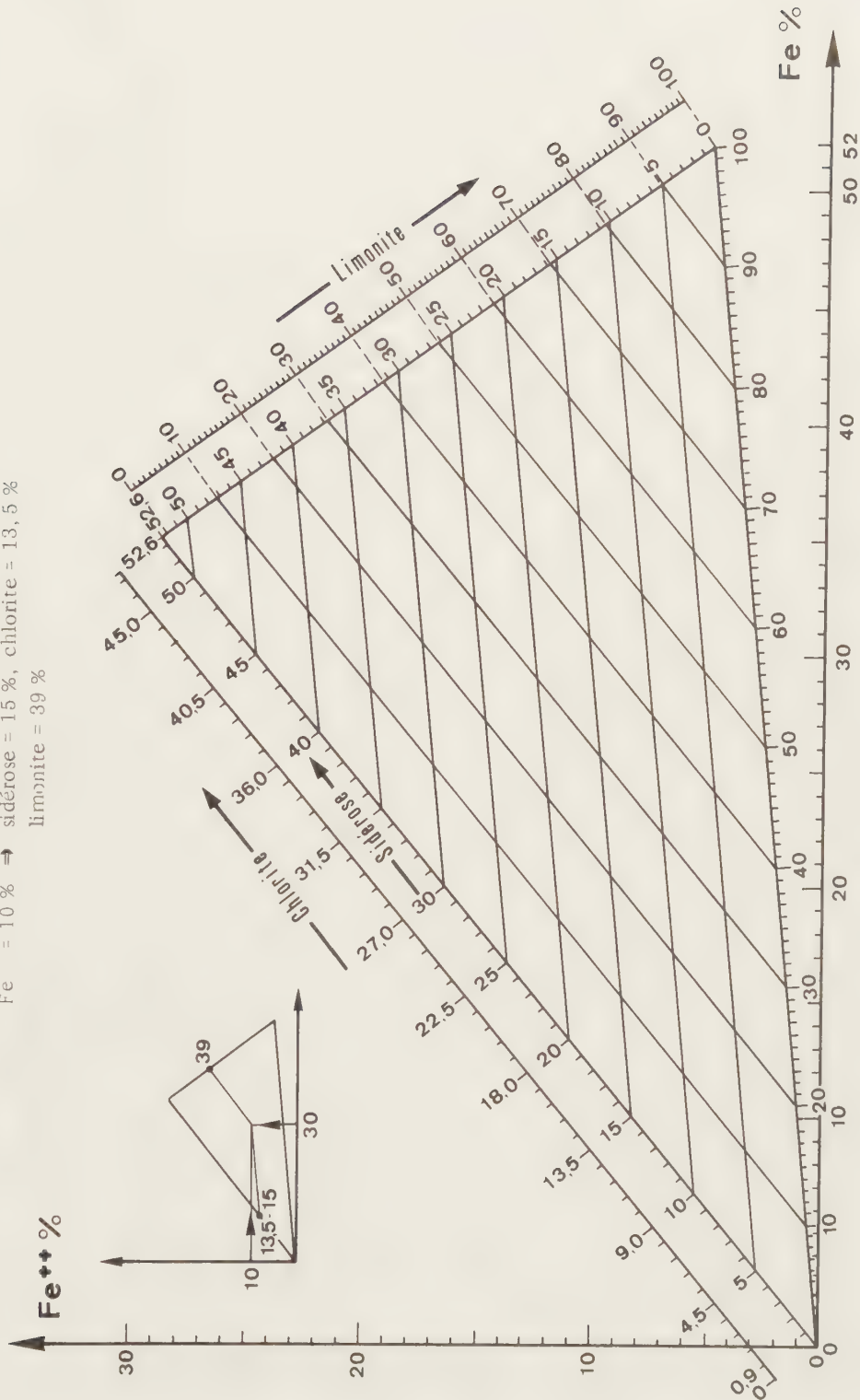


Fig. 45 - Minerais non argileux - Paragénèse chloriteuse

Quantités de sidérose, chlorite et limonite des échantillons en fonction de
Fe total % et Fe^{++} %

EXEMPLE : Teneur en CO_2 pour Fe^{++}
et CaO donnés $\text{Fe} = 30\%$,
 $\text{Fe}^{++} = 10\%$, $\text{CaO} = 10\%$,
sidérose = $15\% \Rightarrow \text{CO}_2 = 13\%$

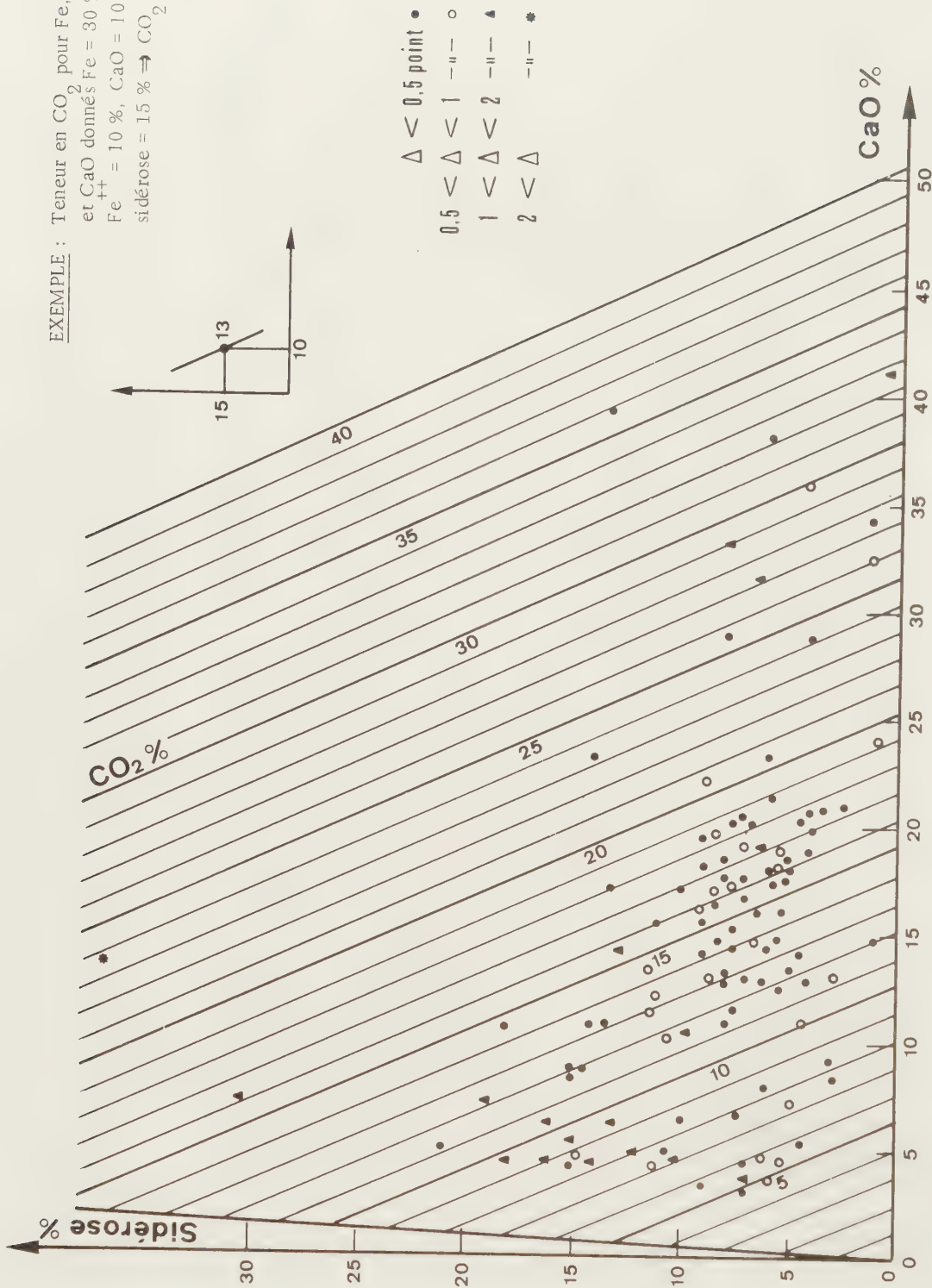


Fig.46 - Minerais non argileux . Paragénèse chloriteuse

Teneur en CO_2 en fonction de la quantité de sidérose et de la teneur en $\text{CaO}\%$. Valeur absolue de l'écart entre la lecture directe et le dosage Δ .

EXEMPLES : 1. Teneur en CaO % liée à la phase ferrifère (dans limonite + chlorite + sidérose) pour Fe et Fe⁺⁺ donnés ;
 Fe = 30 %, Fe⁺⁺ = 10 % →
 CaO liée = 1,2 %

2. Quantité de calcite pour Fe⁺⁺, Fe⁺⁺⁺ et CaO donnés, CaO liée à la phase ferrifère = 1,2 %
 CaO dosé - CaO liée = 10 - 1,2 = 8,8 % →
 calcite = 1,785 x 8,8 = 15,71

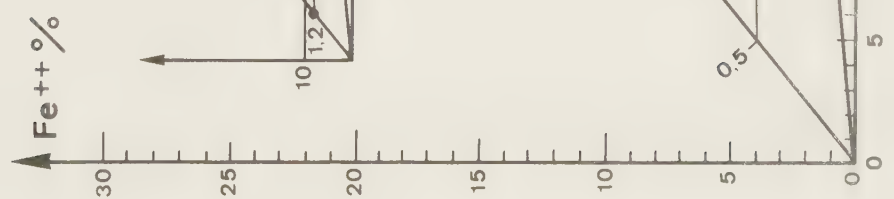


Fig.47 - Minerais non argileux. Paragénèse chloriteuse.
 CaO % liée à la phase ferrifère, c'est-à-dire non sous forme de calcite, en fonction de Fe total % et Fe⁺⁺ %.

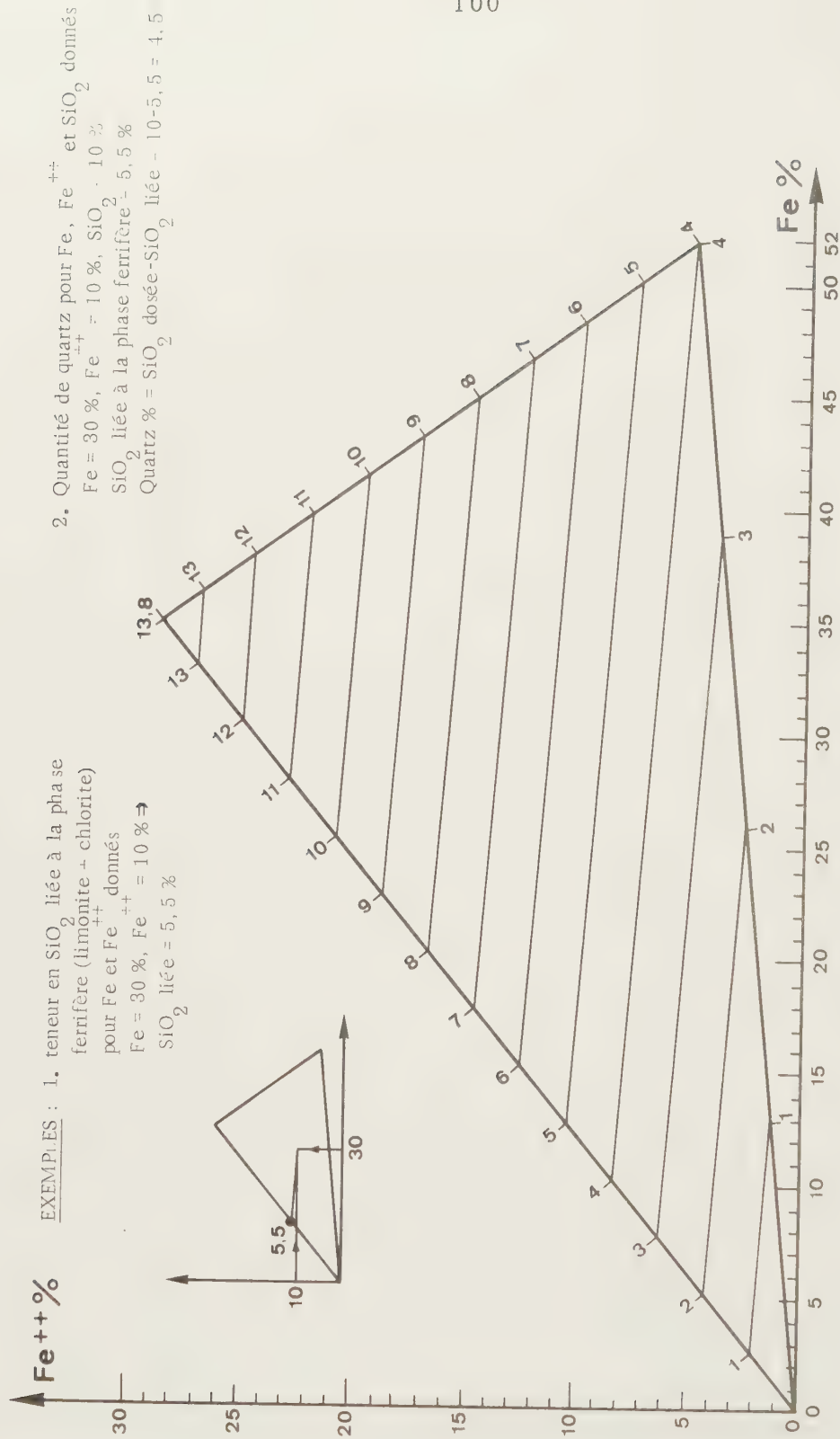


Fig.48 - Minerais non argileux.Paragénèse chloriteuse.

SiO_2 liée à la phase ferrifère, c'est-à-dire non sous forme de quartz ou "silice libre", en fonction de Fe total % et Fe^{++} %.

2.2.4 - Les paragénèses hyperéduites :

Lorsque la réaction fondamentale de réduction est terminée par épuisement de l'un des termes de départ, les nouvelles possibilités d'évolution dépendent des constituants en présence. Lorsque le quartz est en excès, il se forme une nouvelle chlorite ferrifère libérant du fer pour former de la sidérose et de la silice cristallisant en quartz secondaire. Lorsque la limonite est en excès, il se forme de la magnétite et de la sidérose, avec un stade intermédiaire d'hématite.

Les limites d'apparition des paragénèses hyperéduites s'écrivent en fonction de Fe, Fe^{++} , SiO_2 . Elles apparaissent ainsi aisément sur le diagramme de la fig. 37.

Les phases des minerais hyperéduits n'ont pas été isolées : en effet, ces paragénèses sont peu fréquentes et les textures sont très fines : les différentes chlorites sont en particulier fortement imbriquées entre elles.

2.2.5 - La loi " $\text{Fe} + \text{CaO} = \text{constante}$ " dans les minerais non argileux :

Les exploitants de couches calcaires, et plus particulièrement ceux du Bassin de Landres ont depuis longtemps constaté une liaison certaine entre les teneurs en Fe et CaO de leurs minerais, concrétisée par la somme $\text{Fe} + \text{CaO} = \text{constante}$.

Cette constante était prise comme 48 à 49 suivant les observateurs. En fait, l'étude des minerais plus variés et l'augmentation sensible des teneurs marchandes des minerais depuis deux ans ont montré que cette loi ne s'appliquait plus de manière aussi précise ; parfois même, les écarts rencontrés semblaient infirmer cette loi empirique.

Pour analyser les variations de cette somme Fe + CaO, il est nécessaire de se reporter aux paragenèses fondamentales. Dans les minerais de paragenèse oxydée, les seuls constituants sont limonite - quartz - calcite. Si l'on caractérise les phases constitutives par l'élément chimique prédominant, on peut écrire que, pour ces minerais, la relation suivante existe entre les éléments majeurs :

$$1,826 \text{ Fe} + \text{SiO}_2 + 1,785 \text{ CaO} = 100.$$

Pour une teneur en silice constante dans les minerais, on peut écrire que la loi Fe + CaO = constante est à peu près vérifiée du fait que les coefficients de Fe et de CaO sont très voisins.

Il n'en est plus de même dans les paragenèses de réduction avec l'apparition de la chlorite et de la sidérose. L'équation générale de ces minerais s'écrit :

$$1,76 \text{ Fe} + \text{SiO}_2 + 3,27 \text{ Fe}^{++} + 1,785 \text{ CaO} = 100$$

Il faut, pour que la somme Fe + CaO soit à peu près constante que SiO₂ % et Fe⁺⁺ % soient constants dans le minerai envisagé.

D'une manière générale, on peut construire de manière théorique une abaque comportant les valeurs de cette somme Fe + CaO en fonction de la silice ; il apparaît des plages de variation très larges (fig. 49). A titre d'exemple, les droites relatives à des minerais de teneur en Fe et Fe⁺⁺ données, ont été tracées pour montrer le sens relatif de variation en fonction des teneurs en SiO₂.

II.3 - CALCUL DE LA COMPOSITION MINERALOGIQUE QUANTITATIVE A PARTIR DES EQUATIONS FONDAMENTALES

Cette méthode est la seule qui permette une estimation des proportions relatives de constituants dans les bancs élémentaires des minerais et dans les produits de traitement pour lesquels on a modifié volontairement les proportions relatives. Elle permet également de formuler l'influence des erreurs d'analyse vis à vis des constituants minéralogiques.

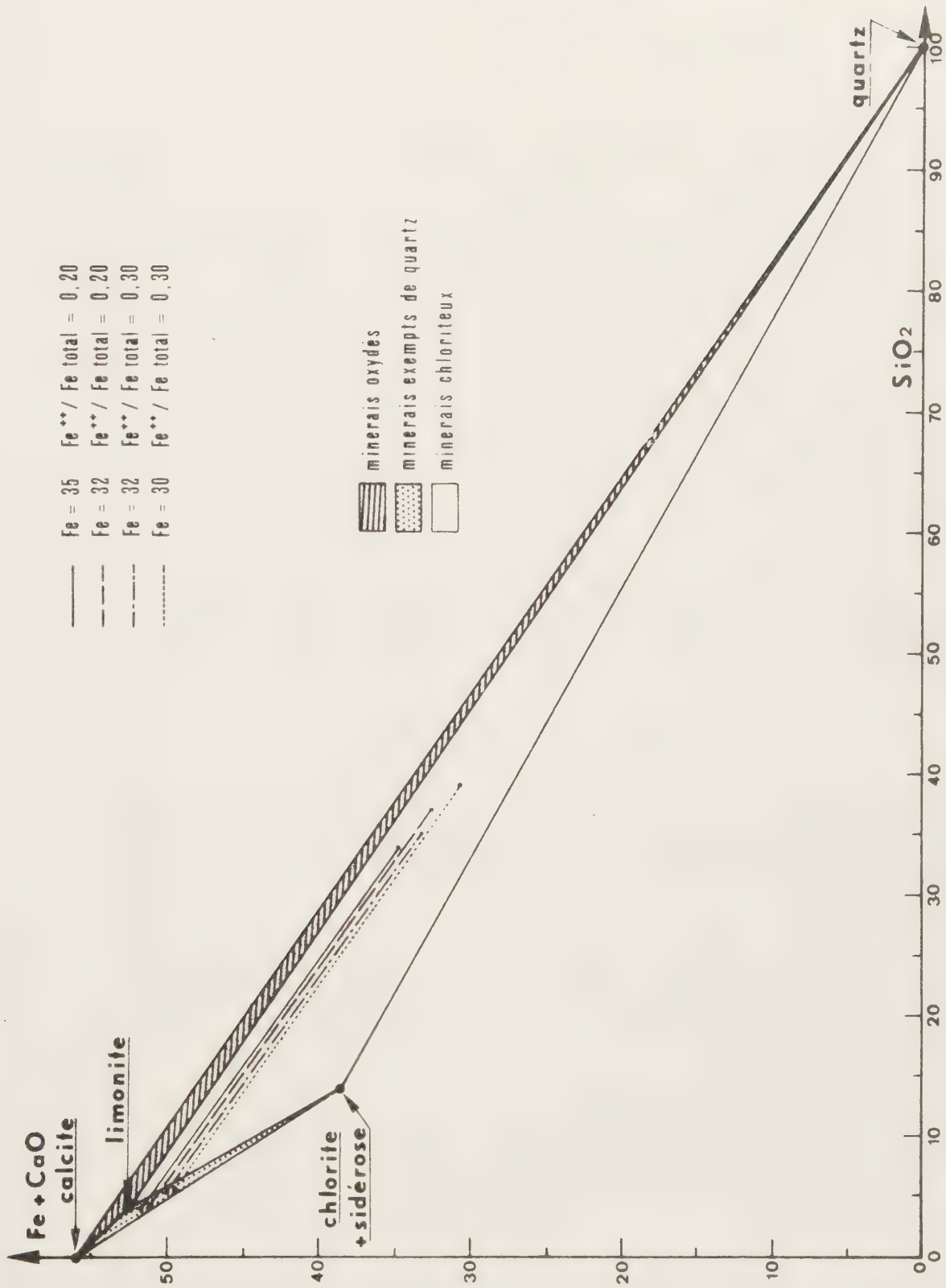


Fig. 49 - Limites théoriques de variation de Fe + CaO de minerais lorrains non argileux.

Les équations fondamentales s'écrivent :

si	L = limonite	Ca = calcite
	S = sidérose	Q = quartz
	C = chlorite	A = matériel argileux (ciment vert-noir)

Fe	=	0,52 L + 0,38 S + 0,32 C + 0,00 Ca + 0,00 Q + 0,19 A
Fe ⁺⁺	=	0,04 L + 0,38 S + 0,19 C + 0,00 Ca + 0,00 Q + 0,16 A
Al ₂ O ₃	=	0,06 L + 0,00 S + 0,10 C + 0,00 Ca + 0,00 Q + 0,16 A
CaO	=	0,00 L + 0,05 S + 0,02 C + 0,53 Ca + 0,00 Q + 0,00 A
SiO ₂	=	0,04 L + 0,00 S + 0,29 C + 0,00 Ca + 1,00 Q + 0,40 A

Ce système basé sur les analyses courantes est incomplet pour les minerais argileux réduits et englobe un système plus simple pour les minerais non argileux oxydés. La quantité de matériel argileux peut être obtenue par bouclage à 100, c'est-à-dire en adjoignant la relation suivante :

$$L + S + C + Ca + Q + A = 1$$

J. SERRA (1965) a résolu le système pour effectuer un calcul d'erreurs. Ce calcul extrêmement complexe a été traité sur ordinateur. Ces erreurs sont de deux types : erreurs aléatoires et erreurs systématiques.

Erreurs aléatoires (tableau III) : des valeurs vraisemblables pour des laboratoires de chimie qui ont été choisies pour définir les résultats de dosage des éléments de base. L'incidence de ces écarts sur la composition minéralogique est la suivante :

- la calcite est toujours bien connue,
- une erreur d'écart-type 0,1 point sur le fer ou sur le fer ferreux se répercute sur la limonite par un écart-type de 1,2 point,
- les erreurs sur la silice n'ont relativement pas d'importance,

TABLEAU III Influence des erreurs aléatoires de dosage sur la composition minéralogique d'après J. SERRA (1965)

Variances des erreurs d'analyses (en points 2) (Valeurs numériques vraisemblables d'après les laboratoires)					Ecart d'estimation sur les constituants (Variances en points 2)				
Fe	CaO	SiO ₂	Fe ⁺⁺	Al ₂ O ₃	Limonite	Calcite	Quartz	Sidérose	Chlorite
<u>0,01</u>	0,04	0,04	0,04	0,04	0,31	0,14	0,69	1,58	6,57
<u>0,04</u>	0,04	0,04	0,04	0,04	0,50	0,14	0,70	1,59	6,65
<u>0,25</u>	0,04	0,04	0,04	0,04	1,81	0,14	0,73	1,65	7,17
0,01	<u>0,25</u>	0,04	0,04	0,04	0,31	0,90	0,69	1,58	6,57
0,01	0,04	<u>0,25</u>	0,04	0,04	0,31	0,14	0,98	1,58	6,58
0,01	<u>0,25</u>	<u>0,25</u>	0,04	0,04	0,31	0,90	0,98	1,58	6,58
0,01	0,04	0,04	<u>0,25</u>	0,04	1,62	0,16	0,72	2,54	7,10
0,01	0,04	0,04	0,06	<u>0,25</u>	0,34	0,16	3,98	8,93	40,45
0,01	0,04	0,04	<u>0,25</u>	<u>0,25</u>	1,65	0,18	4,01	9,89	40,98

- quand l'erreur sur le fer ferreux passe de l'écart-type de 0,2 à celui de 0,5 point, l'erreur sur la sidérose a un écart-type qui varie de 1,2 à 1,6 point,
- le résultat le plus important est de loin celui relatif à l'alumine. L'erreur se répercute dans des proportions énormes sur le quartz, la sidérose et la chlorite. Si l'analyse d'alumine est définie par un écart type de 0,2 point (ce que les laboratoires de chimie considèrent comme une très bonne précision) :

le quartz est défini avec un écart-type de 0,85 point
 la sidérose est définie avec un écart-type de 1,25 point
 la chlorite est définie avec un écart-type de 2,50 points

ce qui est déjà passablement imprécis. Mais si, comme c'est sans doute le cas assez souvent, l'alumine n'est définie qu'avec un écart-type de 0,5 point, alors :

le quartz est défini avec un écart-type de 2 points
 la sidérose est définie avec un écart-type de 3 points
 la chlorite est définie avec un écart-type de 6,5 points

ce qui condamne irrémédiablement tout calcul minéralogique à l'aide de ce constituant chimique.

Erreurs systématiques (tableau IV) : le même principe de calcul a été adopté. Mais cette fois les erreurs se répercutent proportionnellement. Là encore les résultats montrent les méfaits de l'imprécision de l'alumine. Il convient cependant de noter qu'une erreur systématique sur le fer ferreux comme sur l'alumine ne change pratiquement pas le bouclage minéralogique.

Ce calcul est encore plus imprécis si l'on fixe comme condition le bouclage à 100 % en présence de ciment argileux. Il peut se produire que l'on obtienne des valeurs négatives pour les proportions de constituants minoritaires.

TABLEAU IV Influence des erreurs systématiques de dosage sur la composition minéralogique d'après J. SERRA (1965).

Erreurs de dosage systématiques (en point)			Sens de variation et écarts d'estimations sur des constituants (en point)					
Fer	Fer ⁺⁺	Al ₂ O ₃	Limonite	Calcite	Quartz	Sidérose	Chlorite	Bouclage
+ 1	0	0	+ 2,5	0	+ 0,4	+ 0,5	- 1,6	+ 1,8
0	+ 1	0	- 2,5	- 0,2	- 0,4	+ 2,1	+ 1,5	+ 0,5
0	0	+ 1	- 3,3	+ 0,3	- 4,0	- 5,9	+ 12,7	- 0,2
0	+ 1	+ 1	- 5,8	0	- 4,4	- 3,8	+ 13,2	+ 0
+ 1	0	+ 1	- 0,8	+ 0,3	- 3,6	- 5,4	+ 11,1	+ 1,6
+ 1	+ 1	0	0	- 0,2	0	+ 2,6	- 0,1	+ 2,3
+ 1	+ 1	+ 1	- 3,3	+ 0,1	- 4	+ 3,3	+ 12,6	+ 2,1

II.4 - CONCLUSION

Les deux voies de recherches suivies pour la détermination de l'analyse minéralogique s'avèrent complémentaires. Compte tenu des imprécisions sur la composition des constituants, des erreurs de dosage, seuls des abaques permettent d'obtenir une détermination qui s'est avérée concordante avec d'autres analyses détaillées effectuées au cours des essais d'enrichissement. La méthode par calcul a permis de saisir le rôle des erreurs de dosage sur les estimations de proportions relatives. Elle est par contre difficilement utilisable telle quelle sur les minerais. Cependant, la mise au point d'un dosage précis des teneurs en CO₂ relatives à la calcite et à la sidérose des échantillons, a été réalisée à l'IRSID par M. ROUBY (1965) ; cette méthode permet de résoudre le problème en apportant une équation supplémentaire au système.

oOo

III. DISTRIBUTION DES MINERAIS DANS LA FORMATION FERRIFERE

III.1 - L'ANALYSE SEQUENTIELLE

Pour rendre plus commode l'analyse d'une série verticale, A. LOMBARD 1956, a introduit la notion de séquence lithologique : "Une séquence lithologique est une suite de deux termes lithologiques au moins, formant une succession naturelle, sans autre interruption importante que celle des joints de stratification ". Les épaisseurs n'entrent pas en ligne de compte. Cependant, suivant l'échelle d'observation, trois ordres de séquences apparaissent : les fines à l'échelle microscopique, les moyennes à l'échelle macroscopique et les grandes à l'échelle mégascopique (à l'échelle de l'étage par exemple). La séquence correspond par conséquent dans chaque cas aux phases positives de la sédimentation, ses limites supérieures et inférieures étant les phases négatives ou surfaces de stratification.

La séquence fondamentale de la formation ferrifère de Lorraine est caractérisée par une augmentation progressive de la dimension des constituants détritiques du bas vers le haut. Chaque terme lithologique défini par une distribution granulométrique se développe avec ses figures propres de structure. A ces facteurs syngénétiques se superposent les transformations diagénétiques avec leurs formes spécifiques de chaque catégorie de roches.

Limitée au toit et au mur par des surfaces de stratification, la séquence fondamentale montre (fig. 50), de haut en bas, la succession lithologique suivante (A. BERNARD et L. BUBENICEK 1960) :

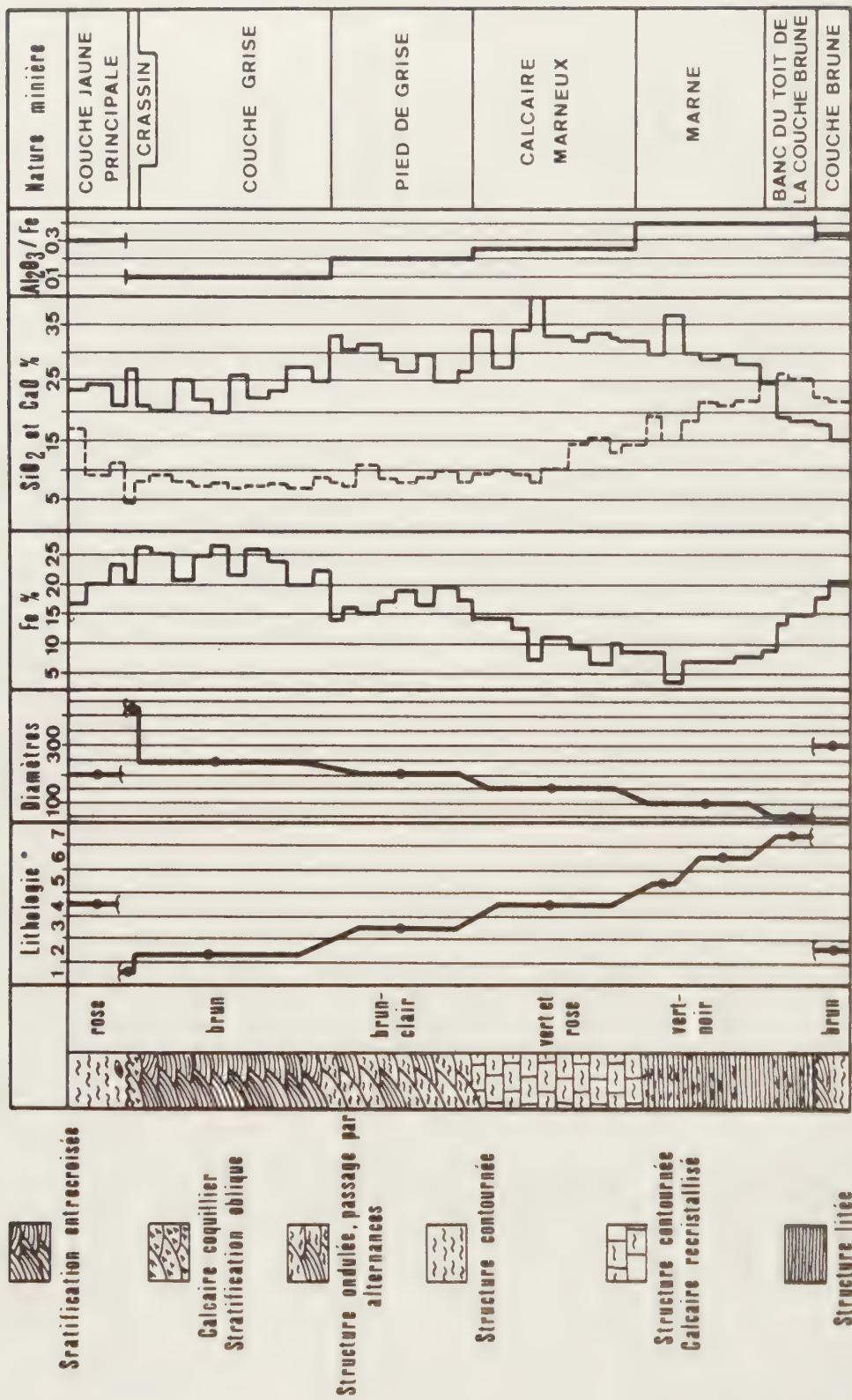


Fig. 50 - Coupe et courbes lithologiques, granulométriques et chimiques de la séquence de la couche grise à Tressange, sondage C

- Série virtuelle locale (courbe lithologique) : 1. Arénite coquillière grossière, 2. Ferriarénite, 3. Arénite calcaire à joints de shales argileux, 4. Calcarénite fine à joints de shales argileux, 5. Calcarénite fine et shales argileux alternés, 6. Shales argileux et microarénite, 7. Shales argileux.

- arénite coquillière grossière en stratification oblique,
- arénite en stratification entrecroisée,
- arénite argileuse en structure contournée ou calcarénite fine en stratification ondulée,
- microgrès et shales contournés,
- argilite et shales argileux en structure litée.

Cette succession a pour première caractéristique une variation progressive de la granulométrie des sédiments : en partant de particules très fines à la base, la séquence s'accomplit avec augmentation des grains détritiques, dont la nature évolue, par relais, en fonction des dimensions propres à chaque constituant pétrographique détritique jusqu'à atteindre les rudites. Une telle séquence est dite négative.

Parallèlement à ces variations granulométriques, on observe des variations corrélatives sensibles de la composition chimique : ainsi la teneur en fer est maximum pour l'arénite en stratification entrecroisée où la dimension moyenne des oolithes est voisine de 200 microns. La courbe des teneurs en fer restitue en quelque sorte la courbe de fréquence granulométrique des oolithes ; ceci rejoint les observations de A. CAROZZI (1953) sur les éléments faunistiques transportés ; cet auteur constate que pour un poids donné de sédiment englobant toutes les classes granulométriques, le nombre total d'individus dans une classe granulométrique donnée varie directement avec le pourcentage de cette classe dans le sédiment. La teneur en chaux varie de manière opposée à celle du fer dans les arénites, mais décroît avec l'apparition des shales argileux. La teneur en silice décroît régulièrement de la base vers le sommet de la séquence.

Pour tester la décroissance de la quantité de shales argileux, il est intéressant de dresser la courbe du rapport Al_2O_3 % / Fe : on vérifie ainsi que ce rapport décroît sensiblement avec les termes lithologiques de dimension plus forte.

Ainsi la couche minéralisée au sens minier du terme apparaît-elle comme une différenciation granulométrique à l'intérieur de la séquence fondamentale mais pour autant que la proportion d'oolithe ferrifère, par rapport aux autres détritiques quartz et calcite, soit supérieure à un seuil. Cette distribution remarquable des termes lithologiques en séquences négatives est un outil puissant de recherche des corrélations lithologiques et de compréhension des phénomènes fondamentaux qui ont créé les dépôts.

Les surfaces de stratification entre les séquences sont l'instrument essentiel de la recherche des corrélations lithologiques. Quelque rapide que soit la variation des faciès à l'intérieur d'une séquence, on constate que la séquence est une unité dont la puissance ne varie que lentement et très régulièrement. Il est possible de ce fait de déterminer les équivalences des séquences entre deux ou plusieurs coupes naturelles à l'aide des limites supérieures et inférieures, c'est-à-dire à l'aide des surfaces de stratification.

L'intérêt de l'étude des corrélations est de deux ordres :

- *d'ordre géologique* : les corrélations sont l'instrument essentiel de l'analyse de la répartition dans l'espace des faciès et des causes probables des variations. Cette analyse vise à définir dans chaque unité stratonomique les variations de faciès de réduction, et les passages latéraux à des faciès différents. Elle fait intervenir l'analyse pétrographique alliée à la mesure de la puissance des bancs et à la détermination des facteurs topographiques et tectoniques.

- *d'ordre pratique* : en exploitation souterraine se posent fréquemment des problèmes de repérage, que ce soit dans les travaux en cours ou a fortiori dans les travaux de reconnaissance de panneaux, ou concessions vierges. Ainsi, seule jusqu'à présent, l'analyse chimique plus ou moins systématique permettait de redresser le tracé d'une galerie. L'étude des corrélations donne un outil supplémentaire au mineur en ce sens qu'il consiste simplement à regarder la roche. En plus de la solution apportée au repérage, la notion de séquence devient un outil dans l'estimation des réserves en fonction de paramètres d'exploitabilité.

Cette notion de fréquence est donc un outil valable, mais comme tout outil, présente des limites d'utilisation. Indépendamment du fait que les séquences peuvent être incomplètes ou fortement déformées par des puissances relatives de bancs très variables, il se produit de nombreux cas ne répondant pas au schéma théorique précédent.

Cette règle séquentielle de distribution est vérifiée statistiquement et doit donc correspondre à un phénomène majeur dans la formation des dépôts. Ce phénomène n'est toutefois pas unique et d'autres, même de moindre importance, laissent localement des traces extrêmement prononcées. Il faut donc bien se garder, comme en toutes choses d'ailleurs, de toute généralisation hâtive et un peu simpliste, et en particulier si on veut extrapoler l'interprétation des figures du gisement lorrain à d'autres gisements de fer comparables.

C'est à l'aide de cet outil qu'a pu être menée à bien la cartographie du gisement lorrain. Achevée pour la plupart des séquences du bassin de Briey-Longwy, elle est en cours sur le bassin de Nancy. Ce travail de longue haleine a consisté à étudier les 3975 sondages (675 du jour et 3300 du fond) et 5500 prélèvements réalisés depuis plus de 100 ans dans le gisement pour relier les unités lithologiques entre elles, puis en extraire les éléments nécessaires à l'établissement des cartes proprement dites.

Ce sont ces travaux qui constituent l'Atlas du gisement de fer de Lorraine annexé à ce mémoire.

III.2 - LA SERIE DU BASSIN DE BRIEY

3.2.1 - *Les limites :*

La formation ferrifère repose sur les "grès supraliasiques". A la base du gisement, ces grès se présentent sous forme d'une lutite quartzeuse argileuse, de structure finement contournée. La paragénèse est toujours très réduite : non seulement le matériel argileux est totalement transformé en chlorite, mais on note la présence locale de sidérose, et très fréquente de pyrite en agrégats. Cette assise peut être très épaisse ; elle n'est jamais forée sur plus de 10 à 20 mètres dans les sondages pour la recherche du fer. Sur cette puissance étudiée, les quantités relatives de quartz et lutite sont variables par bancs plus homogènes de 20 à 50 cm.

La formation ferrifère repose sur cet ensemble qui constitue ainsi la base de la première séquence. Cependant, suivant les régions, il peut s'agir de l'une quelconque des séquences depuis celle de la verte 6, jusqu'à celle de la grise.

Il est très difficile en général, en dehors des zones de développement des faciès arénitiques de retrouver, dans les grès supraliasiques, des traces des séquences non développées : les rythmes de répartition entre quartz et matériel argileux en sont peut-être les témoins.

La limite supérieure de la formation ferrifère est toujours nettement mieux marquée que la limite inférieure. Sur la majeure partie du gisement, à l'exclusion de la région S.O., le contact apparaît sur une surface profondément taraudée, très fortement érodée. Ce contact d'érosion est surtout accentué vers le N.O. Cette ligne d'érosion recoupe en biseau la formation ferrifère du N.O. vers l'Est. Dans le détail, cette surface se développe toujours sur les bancs durs de la formation ferrifère, c'est-à-dire essentiellement les arénites et rudites calcaires. Si, localement, ces arénites sont traversées, la surface se développe sur l'arénite de la séquence sous-jacente située parfois quelques mètres plus bas. Dans la partie S.O. du bassin de Briey, le contact est généralement franc, par une surface ondulée. Toutefois, localement, à l'extrémité Ouest, il existe des formes de transition aux formations sus-jacentes.

Les assises recouvrant le gisement et datées du Bajocien débutent toujours par des argilites litées grises souvent assez pauvres en phase quartzeuse. Ces "marnes micacées" sont d'épaisseur variant entre 10 et 40 mètres, et passent ensuite progressivement au calcaire oolithique du Bajocien.

Entre ces deux limites pratiques, la formation ferrifère se développe sur une puissance variant entre 15 et 65 mètres et peut montrer, dans les parties les plus épaisses jusqu'à 12 séquences superposées. Les séquences se distribuent par groupe, dont les caractéristiques sont assez homogènes.

3.2.2 - Les séquences de Verte 6 à Verte 1 et la séquence de Noire (couches L4 - L 5 - L 6 - L 6 bis, variables suivant les régions dans le sous-bassin de Longwy) :

Ces séquences se présentent toutes de même manière : elles débutent par des lutites grésio-argileuses chloriteuses et passent par des arénites fines gréseuses contournées aux arénites non argileuses. Les calcaires coquilliers de fin de séquence sont rares : généralement les crassins sont formés de granules.

Ces séquences sont caractérisées par une grande pauvreté en détritiques calcaires dans tous les termes pétrographiques ; aussi les arénites sont-elles essentiellement constituées d'oolithes ferrifères et de quartz, ce qui confère aux minerais une composition très siliceuse. Localement cependant, en des sites particuliers, on peut observer dans ces arénites des enrichissements en calcite. Le passage latéral des arénites, sur la bordure des bancs de sable est toujours formé par des interpénétrations en dents de scie des arénites contournées dans l'arénite non argileuse.

3.2.3 - *La séquence de brune* (l'horizon minéralisé est appelé L 3 ou rouge d'Oberkorn dans le sous-bassin de Longwy) :

Cette séquence est l'une des plus atypiques de la formation ferrifère. Très souvent, elle apparaît sous forme d'une arénite argileuse à ciment brun-noir reposant directement sur le toit de la séquence de noire. Ce banc est par endroits précédé par une microarénite parfois une lutite gréseuse argileuse mais toujours à ciment brun-noir. Le banc principal d'arénite argileuse se dédouble vers le N.E. du sous-bassin de Landres-Ottange : ainsi il se forme deux couches séparées par un intercalaire de lutite argileuse.

Une autre caractéristique du banc d'arénite argileuse minéralisé est la présence de niveaux d'Ostréidées peu déplacées par rapport à la position vitale et de rostrés de Bélemnites. Dans le sous-bassin de Longwy deux niveaux espacés de 30 cm environ, marquent la base de l'arénite argileuse. Dans le centre du sous-bassin de Landres, un tel niveau est très développé au toit du banc minéralisé.

Dans le banc d'arénite argileuse apparaissent de place en place et plus particulièrement dans une zone s'étendant d'Aumetz à Godbrange, des petites unités d'arénite en stratification entrecroisée.

La composition des roches de cette séquence est toujours siliceuse : les nombreux moulages de coquilles et le ciment brun s'expliquent par la dissolution diagénétique de la calcite, d'ensembles déposés initiaux nettement plus calcaires.

Le passage au sommet de la séquence s'effectue généralement par transition sur 20 cm à 1 m avec les argilites de base de la séquence de grise.

3.2.4 - *La séquence de grise* (couche L 2-2 dans le sous-bassin de Longwy) :

Particulièrement bien développée, la séquence de grise, très caractéristique, conduit également à l'extension maximum du banc d'arénite non argileuse.

Lorsque tous les termes lithologiques sont présents, la séquence de grise débute par une argilite litée grise peu quartzeuse. Progressivement, cette argilite s'enrichit en particules détritiques où figurent en égales proportions quartz et calcite, et devient contournée puis à aspect pseudo-conglomératique. Dans ces derniers faciès voisinent des paragénèses chloriteuses et des paragénèses oxydées (petits bancs rouges ou roses). Progressivement, mais par alternances, on passe ensuite à des arénites fines puis des arénites moyennes calcaires à structure en stratification entrecroisée ondulée et de nombreux joints argileux. Le banc d'arénite non argileux avec structure en stratification entrecroisée apparaît enfin, bien développé, généralement minéralisé. Ce banc est, en de très nombreux points, surmonté d'un calcaire coquillier grossier à granules, en stratification oblique plus ou moins développé, mais pouvant atteindre plus d'un mètre d'épaisseur. Dans ce cas, il peut y avoir alternance de bancs d'arénite et de bancs de rudite coquillière. La séquence de grise se termine par une surface taraudée à encroûtements de limonite. Les galets liés à la surface sont très fréquents. Dans l'ensemble de la séquence, la part jouée par le quartz est faible ; celle de la calcite est très importante.

Ce schéma général se simplifie le long d'une des bordures des lentilles d'arénite : là en effet souvent l'arénite repose, par un contact en dents de scie, sur une lutite argileuse peu calcaire ; les faciès de passage forment le banc truité. Dans ces zones quartz et calcite sont peu abondants.

Lorsque l'on se trouve en dehors des zones de développement de l'arénite non argileuse, le passage de la séquence de grise à la séquence sus-jacente de jaune principale s'opère généralement par transition, sans surfaces de stratification.

3.2.5 - La séquence de jaune principale :

Cette séquence est la seconde séquence atypique de la formation ferrifère. Elle ressemble assez fortement à celle de brune, sauf en ce qui concerne la nature des phases détritiques : là, le quartz est peu abondant ; la calcite par contre est très généralement présente et subsiste encore malgré des traces fréquentes de dissolution.

Par ailleurs, et dans le N.E. du sous-bassin de Landres-Ottange, l'arénite argileuse passe progressivement à une arénite en stratification entrecroisée très développée et minéralisée avec un crassin caractéristique au sommet. Toutefois, et bien que la série soit là normale, les bancs de début de séquence sont très fortement atrophiés et réduits à quelques dizaines de centimètres au maximum.

3.2.6 - Les séquences de jaune sauvage, rouge principale, rouge moyenne et rouge supérieure :

Ces quatre séquences ont en commun d'être assez peu développées en extension et de ne conduire que localement à des bancs d'arénite minéralisée exploitables et toujours sur une faible puissance.

Très typiques, ces séquences débutent par des termes très fins argileux passant à des arénites argileuses, puis aux arénites en stratification entrecroisée. Les crassins coquilliers sont toujours présents, limités à leur partie supérieure par une surface ondulée voire taraudée à galets.

Dans l'ensemble de ces séquences, le quartz est toujours peu abondant, quoique localement plus fréquent que dans la grise ; la calcite joue ici un rôle dominant au point que, en de nombreux endroits, l'arénite non argileuse est une calcarénite à phase détritique ferrifère peu abondante.

Pour ces séquences également, dans les arénites argileuses, le matériel argileux fin est brun-noir.

3.2.7 - Les calcaires ferrugineux :

Ces assises ne sont pas présentes partout, mais là où elles apparaissent elles peuvent atteindre de très fortes puissances. Elles sont assez peu reconnues car on n'y trouve jamais de couche exploitable.

Dans les zones les plus puissantes, les calcaires ferrugineux se montrent constitués de trois séquences négatives au maximum, complètes. Les seules phases détritiques présentes sont des débris de coquilles à tendance d'oolithes superficielles et une phase argileuse brun-noir.

Les arénites non argileuses sont toujours parfaitement calibrées et la distribution des fragments calcaires y est extrêmement régulière. La structure en stratification entrecroisée par grandes séries de laminae parallèles et planes, l'excellent calibrage avec une médiane pour les débris de coquilles assez faible (150-200 microns) et l'absence totale d'anomalies en particulier de microfossiles, obligent à concevoir des conditions de sédimentation différentes de celles qui ont présidé au dépôt des arénites non argileuses des autres séquences de la formation ferrifère de Lorraine. On peut penser en fait à deux milieux : soit une plage, soit en bordure de plage, à une zone à sédimentation éolienne en dunes. Il n'y a cependant pas encore d'éléments suffisants pour étayer ces hypothèses.

C'est dans ces assises des calcaires ferrugineux que l'on trouve localement, et en particulier au S.O. et S. du bassin de Briey, des arénites à oolithes calcaires. Dans ce cas, il y a absence totale de limonite sur les grains détritiques, sauf sous forme de rares granules.

3.2.8 - L'assise de la rouge siliceuse :

Limitée à la partie Est du sous-bassin de Landres-Ottange, l'assise de la rouge siliceuse est un ensemble extrêmement complexe d'arénites gréseuses. La phase détritique prédominante est formée par des grains de quartz recouverts de limonite en forme d'oolithes superficielles. Très accessoirement, et par petits bancs, on peut trouver des oolithes ferrifères et des débris de coquilles.

Sauf en certains points où il existe une arénite argileuse dans l'extrême N.E., l'arénite gréseuse en stratification entrecroisée repose directement sur les calcaires ferrugineux par l'intermédiaire d'une surface ondulée ou érodée à galets ou parfois à l'aide d'une zone de remaniement. Dans cette assise apparaissent de manière irrégulière des rudites formées uniquement de gros granules. La dimension des détritiques est telle qu'il s'agit parfois de conglomérats.

Le sommet de cette assise de la rouge siliceuse est une surface taradée à galets. Sur quelques dizaines de centimètres sous le contact la roche est fortement cimentée par de la calcite.

III.3 - LA SERIE DU BASSIN DE NANCY

3.3.1 - *Les limites :*

La formation ferrifère se présente dans le bassin de Nancy de la même manière que dans le bassin de Briey : à la base grès supraliasiques, au sommet marnes micacées du Bajocien.

La minéralisation débute progressivement sur les grès de base qui constituent ainsi les faciès intérieurs de la première séquence. Le sommet de la formation ferrifère est par contre toujours du même type : surface taradée à galets et croûtes de limonite. Le faible développement d'ensemble de la formation ferrifère et les restes de faunes trouvés laissent penser qu'il s'agit là de l'équivalent des assises inférieures du bassin de Briey (P.L. MAUBEUGE 1952) avec lacune de la partie supérieure.

3.3.2 - *Les séquences :*

Quatre séquences apparaissent régulièrement correspondant aux couches dénommées de haut en bas N 1 - N 2 - N 3 - N 4. Ces séquences très réduites en puissance sont caractérisées par le grand développement de l'argile et la pauvreté en quartz. Dans l'ensemble, on n'observe que les termes suivants : du haut en bas, arénite coquillière grossière, arénite minéralisée non argileuse, arénite argileuse, argilite.

Les bancs minéralisés exploitables sont assez peu développés et surtout rarement épais. Dans l'ensemble les arénites minéralisées des séquences N 4 et N 3 sont sans calcite, et celles des séquences N 1 - N 2 calcaires parfois même réduites à des calcarénites ferrifères.

III.4 - DISTRIBUTION DES CARACTERISTIQUES DES MINERAIS

3.4.1 - *Les caractéristiques des minerais :*

La minéralisation ferrifère dépend de la distribution des oolites. Leur composition détritique et leurs dimensions localisent leur dépôt dans les arénites argileuses et non argileuses, mais essentiellement dans ces dernières. Ce sont ces formations qui contiennent presque exclusivement le minerai exploité et les réserves.

Le premier aspect de l'étude de la distribution des minerais est donc celui de la répartition des oolites ferrifères dans les arénites. Les corrélations établies avec l'aide de l'outil séquentiel ont permis de construire des cartes, pour chaque niveau d'arénite, c'est-à-dire chaque couche minière potentielle.

La seconde caractéristique est celle de la distribution de l'agent réducteur auquel on attribue l'évolution réductrice diagénétique du minerai. Il s'agit donc de l'étude de la distribution des paragénèses à l'intérieur des arénites.

3.4.2 - *Distribution des oolites ferrifères dans les arénites :*

Deux paramètres pratiques permettent de représenter la distribution des oolites ferrifères dans les arénites, ce sont la puissance et la teneur. La puissance du banc d'arénite est une mesure de la quantité de matériel déposé. La teneur en fer est une mesure de la quantité relative d'oolites ferrifères dans l'ensemble des phases détritiques. Le produit de ces deux mesures est une accumulation et correspond alors à la quantité à un facteur constant près d'oolites déposés par unité de surface. La cartographie de ces paramètres permet une vision très synthétique des principales règles de répartition.

Les arénites non argileuses se présentent en bancs allongés, se relayant plus ou moins, parfois soudés, présentant dans le sens transversal des variations rapides d'épaisseur, mais avec une dissymétrie : sur l'un des bords, la puissance diminue toujours plus rapidement que sur l'autre.

Cette dissymétrie se retrouve dans la distribution des roches : le bord de disparition rapide coïncide avec celui où l'arénite repose directement sur la lutite argileuse. Sur l'autre flanc, l'arénite passe par tous les termes de transition et n'est généralement minéralisée que sur la partie supérieure du banc d'arénite non argileuse. Les courbes de teneur en fer montrent un bon parallélisme des distributions avec les puissances. Toutefois, il apparaît un décalage sensible entre les zones les plus riches et les zones plus épaisses : ce décalage s'opère dans le même sens que la dissymétrie des puissances, la zone la plus riche se situe sur le flanc le plus abrupt.

L'analyse de la distribution des teneurs en fer devrait être complétée par celle des teneurs en CaO et SiO_2 qui représente à des coefficients près la distribution en débris de coquilles et en grains de quartz. Uniquement abordée localement, cette étude montre que la dissymétrie déjà apparue sur les puissances et les teneurs en fer se retrouve pour SiO_2 et CaO . Il existe nécessairement un certain accroissement des quantités de quartz et calcite pour une diminution de la teneur en fer, mais sur le flanc de passage rapide, les oolites ferrifères ne sont diluées que par le matériel argileux. Sur l'autre flanc, par contre, la dilution se fait par calcite et quartz se traduisant par un accroissement des teneurs en SiO_2 et CaO .

Ces formes de distribution très caractéristiques s'expliquent facilement par l'origine des bancs de sable constitués dans des chenaux à l'embouchure du fleuve important lors de l'apport du fer du continent et l'apport des grains de quartz et des débris de coquilles par les eaux marines.

3.4.3 - Distribution des paragénèses des minerais :

On peut considérer, en première approximation, que la répartition des paragénèses est une image de la distribution de la quantité d'agent réducteur dans le sédiment. Les analyses chimiques détaillées étant trop peu nombreuses actuellement pour permettre d'atteindre à des courbes, seule subsiste une analyse qualitative. En classant les paragénèses profondes dans les quatre rubriques suivantes : paragénèses oxydée, peu chloriteuse, très chloriteuse, hyperréduite, on peut relever plusieurs traits typiques de la distribution.

Tout d'abord pour l'ensemble de la formation ferrifère, les arénites sont toujours plus réduites à la base de la série. En progressant de bas en haut, on constate que la paragénèse oxydée est atteinte plus ou moins rapidement suivant les régions. Dès qu'elle est atteinte, elle se retrouve dans les arénites sus-jacentes. Si l'on se place maintenant dans un même banc d'arénite, on observe que les paragénèses oxydées sont au Nord et N.O., les paragénèses chloriteuses au Sud et S.E., mais avec des extensions relatives très variables suivant les séquences.

Seules, les paragénèses très réduites présentent des variations très différentes du schéma précédent : elles apparaissent 9 fois sur 10 associées à des failles ; ce sont les "accidents magnétiques" avec latéralement passage graduel par le stade du minerai "rouge chocolat" à chlorite pelliculaire vert pâle. On constate une disymétrie de l'extension du faciès de part et d'autre de cet accident avec parfois même absence totale d'anomalie sur l'une des lèvres, généralement la lèvre supérieure. Ce phénomène fait apparaître le rôle déterminant de la faille quant à la formation de la paragénèse à oxydes de fer. Il semble que l'on puisse faire intervenir la capacité réductrice de certains niveaux des nappes aquifères. Que cette nappe soit une nappe de faille ou une nappe emprisonnée du fait de l'imperméabilité du bourrage de l'accident, on constate toujours des limites supérieure et inférieure extrêmement nettes du faciès surréduit. Dans le premier cas, la faille se présente comme une cavité ouverte où ont cristallisé la calcite, de la pyrite et de la barytine de manière analogue au dépôt d'une casse filonienne hydrothermale. Cette interpénétration permettrait de donner une explication analogue aux zones hyperréduites non associées à des failles.

La paragénèse à magnétite et le faciès à hématite associé ne peuvent se produire que pour une réduction intense d'un matériel contenant peu de quartz, comme c'est le cas des couches grise, jaunes, rouge à l'exclusion de la rouge siliceuse. Lorsque cette dernière proportion n'est pas vérifiée, les faciès d'hyperréduction correspondent à la formation d'une seconde génération de sidérose.

III.5 - LIMITES DE LA MINERALISATION : PROBLEMES DE L'EXTENSION DU GISEMENT

3.5.1 - *Position du problème :*

Le gisement ferrifère lorrain correspond à une différenciation poussée à l'intérieur d'un niveau géologique aujourd'hui appelé "Toarcien supérieur", antérieurement dénommé "Aalénien ferrugineux" (Colloque Jurasique 1962). L'existence du gisement repose donc sur deux conditions : existence du niveau, et degré de minéralisation suffisant de ce niveau. Ce sont ces deux éléments du problème, de natures très différentes, qu'il convient d'analyser.

Dans le sens vertical, les limites sont dans l'ensemble plus aisées à fixer : même si les limites exactes de la formation ferrifère ne peuvent être données, et plus particulièrement à la base de la formation minéralisée, l'ensemble ferrifère peut être parfaitement localisé par rapport aux unités encaissantes : Toarcien marneux et Bajocien calcaire. Il n'est pas inutile de signaler ici que d'autres niveaux peuvent être minéralisés et ont pu donner lieu à quelque exploitation par le passé ; ce sont plus spécialement le Charmouthien, le Callovien et l'Oxfordien (J. BICHELOU et P. ANGOT 1939, P. DURANDIN 1929, M.F. RIGAUD 1878). Ces minéralisations semblent, tout au moins pour ce que l'on connaît et pour ce qu'il reste de la formation initiale, peu importantes. Elles témoignent cependant d'une répétition d'un processus génétique qui a dû trouver en Lorraine des conditions paléogéographiques favorables.

3.5.2 - Extension de l'étage minéralisé :

La première limite, parfaitement définie qui arrête irrémédiablement le gisement vers le Nord et l'Est est la limite des affleurements. Cette limite quoique très découpée dans le détail, est à l'Est très rectiligne sur une distance considérable du Nord au Sud, et ne s'incurve qu'au Sud de Sion. Elle est reprise au Nord par une ligne Est-Ouest le long de la côte dominant les plaines du Luxembourg, et au Sud par une ligne Ouest-Est le long de la côte regardant les plaines liasiques du pied des Vosges méridionales.

Cette ligne d'affleurement coïncide avec l'érosion particulière de cette bordure du bassin parisien par les rivières orientées N-S. En avant de la côte peu de buttes témoins subsistent, ou alors elles sont très proches de la côte proprement dite (région de Nancy, Sud de Metz, côte de Sion). Seule en bastion avancé, la butte de Jussey représente l'un des points minéralisés les plus orientaux.

L'autre limite est fixée par l'érosion subie par le Toarcien lors de la mise en place des formations du Bajocien. Cette ligne d'érosion qui a pu être suivie dans la formation ferrifère par l'arrêt progressif des séquences vers le N.O., recoupe l'ensemble en biseau jusqu'à disparition totale de la formation ferrifère au Nord-Ouest. Ce phénomène a dû être d'une certaine ampleur, et il n'est pas exclu qu'il soit responsable de la répartition générale des puissances de la formation minéralisée. Il exclut par contre toute interprétation paléogéographique complète des séquences partiellement érodées.

3.5.3 - Extension du gisement :

Dans les limites de l'existence de l'étage, l'extension du gisement a été recherchée surtout à une époque récente soit par des travaux propres à la profession des mines de fer (1950-1953), soit par les recherches pétrolifères pour certaines partiellement carottées dans la formation ferrifère à la demande de la profession, de 1953 à 1962 (P.L. MAUBEUGE 1954, 1965, O. HORON 1964, J. FOURMENTRAUX, Y. PONTARLIER, J. LAVIGNE et P. POUJOL 1959).

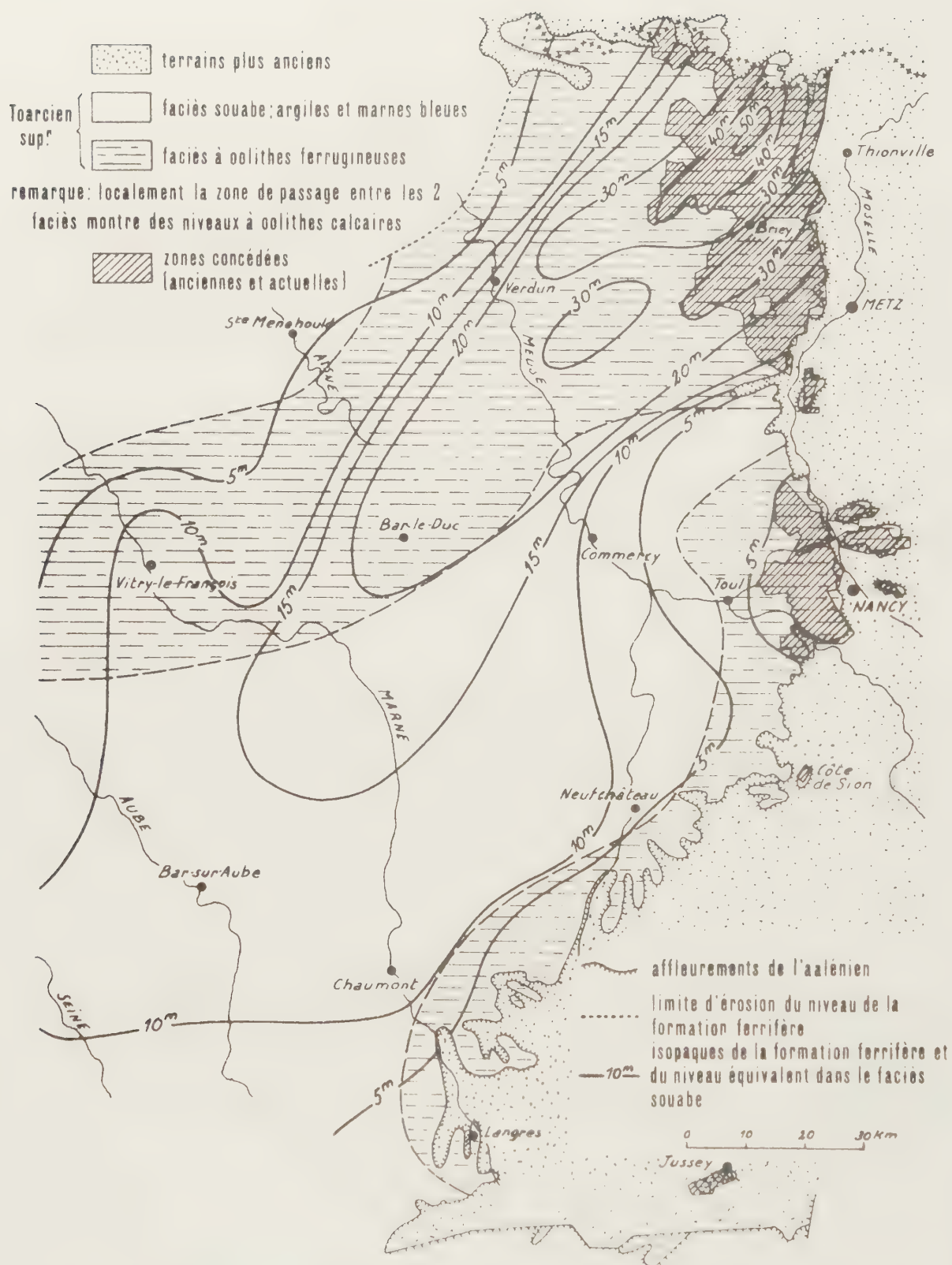


Fig.51 - Bordures et limites du gisement ferrifère lorrain

(Interprété d'après O. HORON 1964 et P.L. MAUBEUGE 1957, 1965)

Pour la partie la plus méridionale de la région lorraine, ce sont encore et surtout des éléments provenant d'observations directes sur affleurements qui apportent quelques informations sur le degré de minéralisation (P.L. MAUBEUGE 1948, 1949, O. HORON 1964, F. MEGNIEN JAEGER 1958).

Tous les éléments recueillis portés sur une carte générale (fig. 51) montrent que vers le Sud et l'Ouest, l'ensemble de l'étage Toarcien supérieur présente le faciès souabe, c'est-à-dire une succession assez peu épaisse de faciès argilo-marneux. La minéralisation ferrifère se différencie essentiellement vers la bordure N.E., là où elle atteint son plein développement et où se situe l'exploitation actuelle.

Vers l'Ouest, dans le prolongement de cette anomalie les faciès ferrugineux essentiellement argileux et faiblement minéralisés se poursuivent très loin : aucune formation comparable aux bancs de sables des chenaux du bord NE n'a été rencontrée, sauf peut-être l'un des bancs du sondage de Pringy. Ce niveau serait le témoin des fluctuations du niveau relatif de la mer et du continent qui ont dominé la paléogéographie de la région et commandé les formes des dépôts ferrifères. Il est probable par conséquent qu'une des régressions de la phase tardive du Toarcien ait amené le littoral très à l'Ouest.

Ces manifestations n'ont cependant pas été suffisamment développées pour amener de dépôts comparables à ceux de la zone plus au N.E. Cette grande zone de transition qui prolonge profondément vers l'Ouest le gisement actuellement concédé ne laisse que peu d'espoirs quant à la mise en évidence d'un banc de quelque emplette et de quelque intérêt.

Vers le Sud, le gisement lorrain se prolonge par des faciès de transition essentiellement limités à une frange le long des affleurements de Nancy à Langres. Très rapidement vers l'Ouest, le faciès souabe stérile représente l'ensemble du Toarcien supérieur. L'indice de Jussey présente un intérêt théorique important, car il montre qu'une zone comparable à celles minéralisées et l'objet de l'exploitation au N. se développait au Sud des Vosges, zone aujourd'hui presque totalement érodée.

III.6 - MORPHOLOGIE TECTONIQUE

3.6.1 - *Construction d'une carte tectonique :*

C'est grâce aux corrélations qui permettent de relier les différentes observations locales qu'il est possible de restituer les grandes lignes de la tectonique du bassin ferrière lorrain.

Deux raisons ont orienté le choix du toit de la séquence de grise comme horizon-repère : la première est que cette séquence est la plus développée sur l'ensemble du bassin de Briey. La seconde parce qu'elle permet de se rattacher rapidement et simplement aux courbes de mur d'exploitation des mines. Ce repère du toit de la séquence de grise représente en termes miniers le contact entre le crassin de la couche grise et la jaune principales ou les marnes sus-jacentes : la séquence de la couche grise se termine toujours par une surface de stratification qui apparaît lorsque la couche est surmontée d'un crassin, au sommet de ce crassin. Dans la bordure Sud, là où la couche grise n'est pas représentée, l'horizon-repère le plus étendu a été choisi comme le toit de la séquence de la couche noire.

En ce qui concerne les failles, le tracé adopté a été celui donné par les mines avec les dénominations les plus courantes. Ces failles ont été prises comme verticales, ce qui est justifié par leur pendage proche de 90°.

Les affleurements difficiles à localiser sur le terrain ont été obtenus par la rencontre des courbes de niveau du mur de la couche grise ou noire exploitée et la topographie de surface. Pour le Luxembourg, ces affleurements ont été relevés sur les cartes de M. LUCIUS 1954. Le tracé des courbes de niveaux a été effectué par interpolation géométrique entre les différentes recherches utilisées (M.S. BISHOP 1960).

3.6.2 - Structure tectonique du bassin de Briey :

Dans ses grandes lignes, la surface de référence pend assez régulièrement vers le S.O. Dans le détail, on observe un grand nombre d'ondulations d'axe NE-SO, aboutissant à un réseau de failles importantes de même direction. Ces failles sont souvent courtes, rectilignes, à grand rejet sub-verticales.

En abordant la faille, on constate un comportement très particulier de la topographie : alors que la lèvre haute est recoupée brutalement, la lèvre basse est déformée en plongeant, accentuant ainsi fortement la déformation créée par la cassure.

Ce type de tectonique s'inscrit bien dans l'ensemble des déformation du bassin parisien : J. GOGUEL (1952) qualifie cette tectonique de tectonique de socle. Il s'agit de réajustements tardifs du socle sous le poids des sédiments : ainsi le synclinal de Landres-Ottange correspond à une dépression du socle visible au N.E. : le golfe du Luxembourg. La direction générale NE-SO se retrouve également dans l'axe anticlinal houiller qui passe aux environs de Pont-à-Mousson. Ces réajustements sont postérieurs à l'Aalénien puisque les couches sus-jacentes sont affectées.

A ce réseau essentiel de failles et déformations s'ajoute un réseau de cassures à très faible rejet et d'axe N.S. Cette direction coïncide avec celle du fil de mine et les ouvertures et petites failles n'en sont peut-être que l'aspect cassant. D'une manière générale en effet, le minerai présente un plan sub-vertical de plus faible résistance appelé le fil de mine. La direction de ce plan est remarquablement constante en tous les points du bassin et varie peu autour de l'axe N.S. Localement cependant, près des affleurements, le minerai se débite de préférence suivant une direction parallèle à l'escarpement des affleurements : il s'agit en général de cassures, avec parfois légers décrochements, dues à l'appel du vide créé par les vallées. Au fil de mine principal s'associe toujours une direction approximativement perpendiculaire mais selon laquelle le débitage est moins facile : elle explique l'origine du terme "minerai carreau" utilisé dans la formation du bassin de Nancy pour un banc, riche en fer et homogène, qui a la propriété de se fracturer en parallélipèdes rectangles. Parallèlement au fil de mine et de manière régulière, apparaissent des petites diaclases ou "coupes",

d'ouverture généralement faible de l'ordre de quelques centimètres, ces coupes sont souvent partiellement ou totalement comblées de calcite macrocristalline avec parfois des dépôts de barytine et marcassite.

L'origine du fil de mine n'est pas encore clairement établie. Faut-il y voir des phénomènes de contraction épigénétique ou une influence tectonique ? Cette dernière hypothèse pourrait être soutenue si l'on suppose que failles N.S et fils de mine sont deux aspects du même phénomène.

La connaissance de cette direction était jadis fondamentale : en effet, l'efficacité du tir étant bien meilleure lorsque celui-ci s'effectue avec le fil de mine, les ouvriers qui travaillaient contre le fil de mine étaient payés sensiblement plus à la tonne abattue. On constate d'autre part, que le crassin au toit d'une couche ne tient correctement que lorsque le tir a été réalisé dans une direction proche de celle de la plus faible résistance.

Qu'elles soient de l'un ou l'autre des systèmes, les failles en Lorraine ont toujours plusieurs manières d'être. Bien que chaque cassure soit généralement nette sans zone de broyage, une grande faille peut être réalisée par une suite de cassures s'étalant sur une dizaine de mètres. La forme actuelle de la cassure est variée : elle peut être ouverte ou non. Dans le premier cas, on observe alors en dehors de celui où elle reste béante des bourrages d'argile ou des remplissages chimiques de minéraux variés en forme de caisse filonienne avec une paragenèse à calcite, sidérose, marcassite, barytine.

3.6.3 - Tectonique et minéralisation :

Il est très répandu, parmi les exploitants, que la minéralisation ferrifère s'est effectuée sous des influences tectoniques déterminantes. Ce point de vue repose sur deux observations majeures :

- en certains points du bassin, les maxima d'épaisseur des couches coïncident avec le passage d'une faille ;
- de part et d'autre de la faille de Crusnes, à partir de la couche brune, la série est très différente.

Ces deux observations sont en fait trop partielles et trop déterminées par l'idée que l'on se faisait de la génèse du minerai. P. VILLAIN avait ainsi émis en 1899 l'idée que la minéralisation avait son origine dans un apport de solutions ferrifères le long des failles, solutions ayant épigénisé des formations calcaires préexistantes. Cette théorie des "failles nourricières" reprise par J.P. AREND (1932) avait son origine première dans l'observation des accidents magnétiques, qui au siècle dernier étaient activement recherchés à cause de la haute teneur en fer du minerai. En fait, ce sont les mêmes axes généraux tectoniques d'origine hercynienne qui ont orienté dans leurs grandes lignes les chemins où se déposaient les bancs de sable et les déformations cassantes postérieures. Il est donc naturel de trouver des axes superposés. Toutefois, les accidents cassants apparaissent autant en dehors des zones minéralisées que dans ces dernières.

C'est par extension du rôle joué par les failles dans la minéralisation que l'on en était arrivé à penser que certaines pouvaient être contemporaines de la sédimentation. C'est en particulier et surtout le cas de la faille de Crusnes (J. BICHELOU et P. ANGOT 1939). Cet important accident relève actuellement de plus de 100 m les formations du bassin de Longwy par rapport à leurs homologues du bassin de Landres-Ottange. Quoique cette faille ait nécessairement joué postérieurement, le Bajocien étant affecté, d'après ces auteurs les concordances entre couches des deux bassins n'apparaissent nettement que pour le faisceau siliceux. Le faisceau calcaire par contre, présente des différences essentielles quant aux puissance, teneur et fréquence des horizons minéralisés. La succession des séquences confirme ces vues. Ainsi, de Fillières à Errouville, de part et d'autre de la faille de Crusnes, le faisceau calcaire passe de 14 m à 36 m environ et des 9 séquences de la mine de Crusnes ne subsistent dans le bassin de Longwy que 4 séquences peu développées et alors toujours faiblement minéralisées. La conclusion alors émise a été que le premier jeu de cet accident se serait produit au moment du dépôt de la couche brune. Ces dernières années, de nombreux sondages complets ont été effectués dans cette région et permettent de repenser le problème.

Rien ne permet de supposer la contemporanéité de la faille de Crusnes et de la minéralisation. Des variations rapides des puissances et des faciès de l'ensemble de la formation ferrifère se produisent en d'autres régions sans être soulignées par des failles. Il est possible cependant que la coïncidence observée pour la faille de Crusnes, entre l'accident cassant et les variations de puissance de la minéralisation soit plus que fortuite. L'hétérogénéité créée dans les roches par le biseau de la formation ferrifère, a pu servir de zone de rupture lors du jeu de la faille, mais rien ne permet actuellement d'étayer cette hypothèse.

oOo

BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ G.C. (1960)
Some basic concepts and thoughts on the space-time analysis of rocks and mineral deposits in orogenic belts.
Geol. Rundschau, 50-165-189.
- AMSTUTZ G.C. (1964)
Sedimentology and ore Genesis. Developments in Sedimentology.
Elsevier, vol. 2.
- AREND J.P. (1932)
Genèse des oolithes. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 194.
- AREND J.P. (1932)
Le mode de formation des gisements oolithiques en Lorraine et au Luxembourg. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 194.
- AREND J.P. (1932)
Constitution des minerais oolithiques et ses rapports avec le faciès des couches. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 194.
- AREND J.P. (1932)
Le mélange originel des minerais lorrains et luxembourgeois.
C.R. Acad. Sci., Paris, t. 195.
- AREND J.P. (1932)
Constitution et mode de formation des minerais oolithiques en Lorraine et au Luxembourg. Soc. nat. Lux., Bull. mens., n° 26.
- AREND J.P. (1933)
Les particularités génétiques du bassin de Briey et leurs rapports avec la répartition, la constitution et les propriétés métallurgiques des minerais oolithiques.
Revue. métall., fév., avril, mai, juin.

- BAAS BECKING L.G.M., WOOD E.J.F., KAPLAN I.R. (1956)
Biological processes in the estuarine environment. X. The place of the estuarine environment within the aqueous milieu. Kk1. nederl. Akad. Wetensch., Proc., Ser. B 60, p. 88-102.
- BAAS BECKING L.G.M., KAPLAN I.R., MOORE D. (1960)
Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation-reduction potential. J., Geol. USA, 68, n° 3, p. 243-284.
- BERG G. (1924)
Die Entstehung der Sedimentärer Eisenerze.
Geol. Runds., Stuttgart, t. 15.
- BERG G. (1944)
Vergleichende Petrographie oolithischer Eisenerze.
Arch. Lagerstättenforsch, Berlin, vol. 76.
- BERNARD A. et BUBENICEK L. (1960)
Remarques sur les séquences sédimentaires de l'Aalénien de Lorraine.
C.R. Ac. Sc., t. 250, n° 20, p. 3353-3355.
- BICHELONNE J. et ANGOT P. (1939)
Le bassin ferriifère lorrain. Berger-Levrault, éd., Nancy-Strasbourg
1 vol., 464 p.
- BISHOP M.S. (1960)
Subsurface mapping. John Wiley & Sons. 1 vol. 198 p.
New-York - London.
- BLACK M. (1933)
The Precipitation of Calcium Carbonate on the Great Bahama Bank.
Geol. Mag. Vol. IXXX p. 165-92
- BONTE A. et CELET P. (1955)
Sur la signification des sédiments rouges et verts du Trias du Jura français. Géol. Runds., Stuttgart, Bd. 43, Ht. 2, p. 342-348.

- BORCHERT H. (1952)
Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstätten. Chemie der Erde, vol. LX, p. 49-73.
- BORCHERT H. (1960)
Genesis of marine sedimentary iron ores. Trans. Inst. Min. Metall. 69, pt. 6 : p. 261-279.
- BRACONNIER M.A. (1883)
Description géologique et agronomique des terrains de Meurthe et Moselle. N. Grosjean et F. Savy éd., Nancy-Paris, 1 vol., 4 cartes.
- BRAUN H. (1962)
Zur Entstehung der marin-sedimentären Eisenerze. Diss. Clausthal, Verl. Gelr. Borntraeger.
- BROWN J.S. (1943)
Supergene magnetite. Econ. Geol. vol. 38, p. 137-148.
- BUBENICEK L. (1961)
Recherches sur la constitution et la répartition des minerais de fer dans l'Aalénien de Lorraine. Sci. Terre, Nancy 8, p. 5-204.
- BUBENICEK L. (1963)
Les paragéèses des minerais lorrains.
Rev. Ind. Minérale 45, p. 1-28.
- BUBENICEK L. (1966)
Géologie des gisements de fer : métallogénie ou géochimie ?
Mineralium Deposita 1, p. 43-55.
- BUBENICEK L. (1968)
Géologie des minerais de fer oolithiques.
Mineralium Deposita (Berl.) 3, p. 89-108.
- BUSHINSKY I. (1956)
Sur la diagénèse en rapport avec la genèse des argiles réfractaires des minerais de fer sédimentaires et des bauxites. Izv. Akad. Nank S.S.S.R., Serv. Géol., n° 11, p. 3-7.

- CAILLERE S. et KRAUT F. (1954)

Les gisements de fer du bassin lorrain. Mém. Mus. nat. Hist. nat., Paris, sér. C, t. 4, fasc. I.

- CAILLERE S. et KRAUT F. (1956)

Quelques remarques sur la génèse du fer ordovicien de Segr  (Loire Inférieure). C.R. Acad. Sci., Mars.

- CARBONNEL J.P. (1964)

Valeur de l'érosion au Cambodge. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 259, p. 3315-3318.

- CARBONNEL J.P. (1965)

Sur les cycles de mise en solution du fer et de la silice en milieu tropical. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 260, p. 4035-4038.

- CAROZZI A.V. (1953)

Pétrographie des roches sédimentaires. F. Rouge  d. Lausanne Collect. Lettres, Sciences et Techniques, 1 vol., 250 p.

- CASTANO J.R. et GARRELS R.M. (1950)

Experiments on the deposition of iron with special reference to the clinton iron ore deposits. Econ. Geol., Lancaster, vol. 45, p. 755-770.

- CAYEUX L. (1909)

Les minerais de fer ool thiques de France. Minerais de fer primaires. Imp. nat., Paris, fasc. 1.

- CAYEUX L. (1911)

Existence des restes organiques dans les roches ferrugineuses associées aux minerais de fer huroniens des USA. Comparaison entre minerais de fer huroniens des USA et minerais de fer ool thiques de France. C.R. Acad. Sci., Paris.

- CAYEUX L. (1922)

Les minerais de fer ool thiques de France. Minerais de fer secondaires. Imp. nat., Paris, fasc. 2.

- CLARK W.M. (1928)

The determination of hydrogen ions. 3d ed., Baltimore, Williams et Wilkins, p. 717.

- COLLOQUE DU JURASSIQUE (1962)

Luxembourg. Publication de l'Institut Grand-Ducal. Imp. Saint-Paul.

- COLLOQUE SUR LE LIAS FRANCAIS (1961)

Mémoires numéro 4 du B.R.G.M. -

Editions Techniques - 29, rue Chevert PARIS 7ème -

- CORRENS C.W. (1939)

Die Sedimentgesteine (In Barth, Correns, Eskola : Die Entstehung der Gesteine). Springer, Berlin, 1 vol., p. 116-262.

- CORRENS C.W. (1947)

Über die Bildung der Sedimentären Eisenerze. Forsch. u. Fortsch., 21-23, n° 4, 5, 6.

- CORRENS C.W. (1952)

Zur Geochemie des Eisens. XIXe Congrès Int., Alger, t. I, vol. 2, p.23-27.

- CORRENS C.W. (1952)

Mineralogisches Untersuchungen an sedimentären Eisenerzer. XIXe Congrès Int., Alger, vol. 2, p. 28-30.

- COURTY G. (1959)

Contribution à l'étude du minéral de fer de May-sur-Orne (Calvados) Bull. Soc. Geol. Fr., 1, n° 5, p. 500-510.

- COURTY G. (1960)

Sur les rapports de l'oligiste et de la sidérose dans l'hématite de Saint-Rémy (Calvados). C.R. Ac.Sc., Paris, t.250, n°12, p. 2237-2238.

- DAVITASHVILI L. Sh. (1945)

Les cenoses des organismes vivants, et des débris organiques (essai de classification). Soobshch. Akad. Nank Gruz SSR, 7, n° 7.

- DEBYSER J. (1955)
Etude sédimentologique du système lagunaire d'Abidjan (Côte d'Ivoire)
Rev. Inst. fr. Pétrole, 10, p. 319-334.
- DEGENS E.J. (1963)
über biogemische Umsetzungen in Fruhsladium der Diagenese, 6th Internat.
Sedimentol. Congr., The Netherlands and Belgium, Preprint.
- DEVERIN L. (1945)
Etude pétrographique des minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes
Suisses. Beit. Geol. Schweiz Geotechn., Sér. 1-3, fasc. 2.
- DUNHAM K.C. (1960)
Syngenetic and diagenetic mineralization in Yorkshire. Proced. Yorksh.
Geol. Soc., 32, n° 11, p. 229-284.
- DURANDIN P. (1920)
Un gisement oublié : le fer sous les côtes et la vallée de la Meuse.
La géographie T XXXIII p. 324-332
- EMERY K.O., TRACY J.I., LADD H.S. (1954)
Geology of Bikini and nearly atolls. Geol. Surv. prof. Paper, USA, 260 A.
- EMERY K.O. et RITTENBERG S.C. (1952)
Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin
of oil. Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists., 36, p. 635-806.
- ERHART H. (1961)
Sur la genèse de certains gites sédimentaires de fer. CRAS, Paris,
t. 252, n° 21, p. 3307-3309.
- FORMOSOVA L.H. (1959)
Les minerais de fer du Préaral Nord. Acad. Sci. URSS, n° 20, Moscou,
1 vol., 444 p.
- FOURMENTRAUX J., PONTALIER Y., LAVIGNE J. et POIJOL P. (1959)
Trias Jurassique inférieur et moyen de l'est du bassin de Paris.
Rev. Ind. fr. du Pétrole, p. 1063-90.

- FURON R. (1959)
La paléogéographie. Essai sur l'évolution des continents et des océans. Payot, éd., Paris.
- GARRELS R.M. (1960)
Mineral equilibria at low temperature and pressure. Harpers and Brothers, 1 vol., 254 p. New-York.
- GHEITH M.A. (1953)
Stability relations of ferric oxydes and their hydrates. C.R. XIXe Congr. Geol. Int. Alger, Sect. 10, fasc. 10, p. 79-80.
- GIGNOUX M. (1950)
Géologie Stratigraphique. Masson & Cie, Paris, 1 vol.
- GOGUEL J. (1952)
Traité de tectonique. Masson & Cie, Paris, 1 vol., 383 p.
- GOLDRING R. (1963)
Trace-fossils and the sedimentary surface in shallow-water marine sediments. Int. Sediment. Cong., Amsterdam.
- GUILCHER A. (1954)
Morphologie littorale et sous-marine. PUF, 1 vol., 210 p.
- HAGUENAUER B. (1961)
Contribution à l'étude du Muschelkalk supérieur lorrain dans la région de Blamont et de Héming. Mém. Dipl. et Sup., Nancy, 1 vol., 92 p.
- HALLAM A. (1964)
Liassic sedimentary cycles in Western Europe and their relationship to changes in sea level. Ilsevier. Dévelop. in Sedimentol., Vol. 1, p. 157-164.
- HALLIMOND A.F. (1925)
Iron ores, bedded ores of England and Wales. Spec. Rep. Min. Ressour., B.G., vol. 29, p. 26-27.
- HARDER H. (1951)
Über den Mineralbestand und die Entstehung einiger Sedimentärer Eisenerze des Lais. Heidelberg Blitr., Min. Petrol. 2, p. 455-76.

- HARDER H. (1957)

Zum Chemismus der Bildung einiger sedimentärer Eisenerze. Zeit.
Deutsch. Geol. Gesell., t. 109, fasc. 1, p. 69-72.

- HATCH F.H. et RASTALL R.H. (1923)

The Petrology of Sedimentary Rocks - 2 d ed. LONDON -

- HECKER R.F. (1960)

Bases de la paléoécologie. Ann. Serv. Inform. Geol. B.R.G.M., Fr.,
n° 44, 98 p.

- HOLMES A. (1959)

A revised geological time scale. Trans. Ed. Geol. Soc., vol. 17, part.3,
p. 183-216.

- HORON O. (1964)

Problème de l'extension de l'Aalenien - Perrifere du Sud de la
Lorraine (entre Nancy et Langres) - B.R.G.M. rapport numéro DS 64 A34^{II}

- HUTTIG G.F. et MOLDNER H. (1931)

Das system Eisen (II- oxyd-wasser und seine Übergänge zu Eisen (III)
oxyd-wasser. Z. Anorg. Allg. Chem. Dtsch., 196, p. 177-187.

- ILLING L.V. (1954)

Bahaman calcareous sands. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 38,
p. 1-95.

- KLÜPFEL W. (1917)

Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geol. Rundsch.,
7, p. 97-109.

- KLÜPFEL W. (1920)

Der Lothringer Jura. I. Lias Jahrb. Preuss. Geol. Landesamt., 39,
p. 165-372.

- KOLBE H. (1953)

Aperçu stratigraphique des gisements de fer sédimentaires en Allemagne
et en Lorraine. La genèse des gîtes de fer. XIX Congr. Int. Géol.
Alger, C.R., fasc. 10.

- KOLBE H. (1958)
Die Erzablagerungen im Salzgittergebiet. Géog. Rundschau 10, n° 3, p. 92-99.
- KRAUSKOPF K.B. (1957)
Separation of iron from manganese in sedimentary processes. Geochim. Cosmochim. Acta., G.B., 12, p. 61-84.
- KROTOV B.P. (1952)
Sur le problème de la diagénèse des sédiments. Diagénèse et telogénèse. Dokl. Akad. Nank S.S.S.R., 82, n° 6, p. 973-976.
- KRUMBEIN W.C. et GARRELS R.M. (1952)
Origin and classification of sediments in terms of pH and oxidation-reduction potential. J. Geol. USA, 60, p. 1-33.
- LAUGIER R. (1963)
Trias de faciès germanique en Lorraine. Mem. B.R.G.M. n° 15, Colloque Trias, France, p. 39-65.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. et HORON O. (1961)
Lias du bassin de Paris. Mem. B.R.G.M. n° 4, Colloque Lias français. p. 3-56.
- LOMBARD A. (1956)
Géologie sédimentaire. Masson & Cie, Paris, 1 vol.
- LUCIUS M. (1954)
Les bases géologiques du minerai de fer oolithique du bassin minier de Luxembourg. Rev. Techn. Lux., n° 4, p. 223-239.
- MANHEIM F. (1961)
In the measurements of pH and Eh in natural waters and sediments. Stockholm Contrib. Geol., 8, p. 27-36.
- MASON B. (1941)
Some iron manganese phosphate minerals and their alteration products, with special reference to material from Vamtrask. Geol. Fören. Stockholm, Forhdlg., 63, p. 117-75.

- MASON B. (1958)
Principles of Geochemistry. New-York, John Wiley and Sons ed.
- MAUBEUGE P.L. (1948)
Note préliminaire sur l'extension du gisement ferrifère lorrain vers le détroit de Langres (Aalénien ferrugineux). Rev. Ind. Minér., Saint-Etienne, n° 536, p. 591-604.
- MAUBEUGE P.L. (1949)
Données géologiques sommaires de l'Aalénien ferrugineux dans la région franco-belge. Bull. Soc. Géol. belge, t. 58.
- MAUBEUGE P.L. (1949)
Le gisement de minerai de fer oolithique supraliasique de la Haute-Saône et de la Haute-Marne. Rev. Ind. Minér. Saint-Etienne, n° 543, p. 171-187.
- MAUBEUGE P.L. (1949)
Paléogéographie du bassin ferrifère lorrain. Bull. Tech. Mines de fer, n° 15, p. 1-7.
- MAUBEUGE P.L. (1952)
Bilan de nos connaissances stratigraphiques sur le bassin ferrifère de Lorraine. XIX Congr. Géol. int., Alger.
- MAUBEUGE P.L. (1952)
Le problème du prolongement du bassin ferrifère lorrain. (Aalénien ferrugineux). XIX Congr. Géol. int. Alger.
- MAUBEUGE P.L. (1952)
Le Lias supérieur du sondage de Belleville près de Verdun (Meuse) C.R. Acad. Sci., Paris, t. 234, p. 2212-2214.
- MAUBEUGE P.L. (1952)
La Lorraine minérale, situation et perspective. C.R. Congr. Soc. sav., Nancy 1950, p. 717.
- MAUBEUGE P.L. (1964)
Le bassin ferrifère lorrain. Aperçu géologique et économique. Bull. Acad. et Soc. Lorr. des Sci., t. 3, n° 4, p. 1-43.

- MAUBEUGE P.L. (1964)
 Sur la valeur de l'étage Aalénien et le problème de la coupure Juras-
 sique inférieur et moyen. C.R. Acad. Sci., Paris, t.258, p. 2866-2868.
- MEGNIEN JAEGER F. (1958)
 Etude de l'Aalenien dans la région de la Haute-Marne
 Diplôme d'études supérieures de Sciences - Université de Paris (inédit)
- PERRIAUX J. (1961)
 Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Mém. Serv. Carte.
 Géol. Alsace-Lorraine, Strasbourg, n° 18, 1 vol., 216 p.
- PETRANEK J. (1963)
 Usazene Horniny. Naklad. Ceskoslovenske Akademie Věd. 1 vol. 717 p.
- PETTILJOHN F.J. (1957)
 Sedimentary rocks. New-York, Harpers & Brothers, 1 vol. 718 p.
- POPOV S.P. (1955)
 Au sujet des carbonates et des silicates dans les minerais de fer de la
 presqu'île de Kertch. Mem. Univers. Kharkov, 61, p. 97-100.
- POUSTOVALOV L.V. (1940)
 Pétrographie des roches sédimentaires. n° 1 et 2, Gouti-NKTP, URSS.
- RICOUR J. (1962)
 Contribution à une révision du Trias français. Mém. carte géol. France,
 Paris, impr. nat., 1 vol., 471 p.
- RICOUR J. (1963)
 Problèmes stratigraphiques et caractères du Trias français. Mém. BRGM
 Coll. Trias, France, n° 15, p. 19-28.
- RICOUR J. (1963)
 Esquisse paléogéographique de la France aux temps triassiques. Mém.
 B.R.G.M., Coll. Trias, France, n° 15, p. 715-734.
- RIGAUD M.F. (1878)
 Notice sur les miniers de la Haute-Marne.
 Ann. des Mines - Mem. Tome XIV p. 9-62

- ROUKHINE L.B. (1953)
Bases de la lithologie ; étude des formations sédimentaires. Leningrad
1 vol., 671 p.
- ROUTHIER P. (1963)
Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche.
Masson & Cie, Paris, 1282 p.
- SCHIRARDIN J. (1960)
Sur la limite du Toarcien et de l'Aalénien en Alsace, Bull. Serv. Carte
géol. Als-Lor., t. 13, fasc. 3, p. 1-125.
- SERRA J. (1965)
Répercussion des erreurs d'analyse des minerais sur la détermination de
la composition minéralogique. Rap. IRSID, N. 26.
- SERRA J. (1967)
Echantillonnage et estimation locale des phénomènes de transition miniers.
Univ. Nancy (Thèse).
- SHEPARD F.P. et MOORE D.G. (1955)
Central Texas coast sedimentation ; characteristics of sedimentary envi-
ronment, recent history and diagenesis. Bull. amer. Ass. Petrol.
Geologists, 39, p. 1463-1591.
- STRAKHOV N.M. (1957)
Méthodes d'étude des roches sédimentaires. Trad. B.R.G.M. St Aubin,
J.P., Vatan A., 2 t.
- TAYLOR J.H. (1945)
Petrology of the Northampton Sand Ironstone Formation. Mém. Geol. Survey
London.
- TAYLOR J.H. (1949)
Sedimentation problems of the Northampton Sand Ironstone. Proceed.,
Yorkshire Geol. Soc., vol. 28, p. 74-85.

- TEODOROVITCH G.I. (1954)
Faciès géochimiques sédimentaires selon le profil du potentiel oxydo-réducteur et leurs types pétrolifères probables.
Bull. Acad. Sci. URSS, t. XCVI, n° 3.
- TEODOROVITCH G.I. (1958)
Minéraux anthigènes des roches sédimentaires. Inst. du Pétrole, A.N. SSSR.
- TERMIER H. et TERMIER G. (1960)
Erosion et sédimentation. Masson & Cie ed. Paris, 1 vol., 412 p.
- THEOBALD N. et LAUGIER R. (1963)
Trias des abords sud du Massif Vosgien, du Jura, de la Bresse et de la périphérie du Massif Central. Mém. B.R.G.M., Colloque Trias, France, n° 15, p. 66-72.
- TOCHILIN M.S. (1956)
Geochemistry of anthigenic siderites. Vopr. Mineral. Osadoch. Obrezovani, Lvov Gosndarst. Univ. Inn. I., Frankv., n° 3-4, p. 203-211.
- TURPIN G. (1952)
Contribution à l'étude de la répartition des éléments dans les minerais de fer de Lorraine. Ed. CDS.
- TWENHOFEL W.H. (1950)
Principles of sedimentation. New-York, Mc Graw Hill Book, 1 vol. 675 p.
- VAN STRAATEN L.M.J.V. (1963)
Aspects of the Holocene sedimentation in the Netherlands. Verhandelingen K.N.G.M.G. , vol. 21-1.
- VASSOIEVITCH N.B. (1957)
Au sujet de la terminologie employée pour désigner les stades et les étapes de la lithogénèse. Géol. Géoch., Leningrad, Gostoptekkhizdat, 1, p. 156-176.
- VILLAIN P. (1899)
Sur la génèse des minerais de fer de la région lorraine. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 128.

- VILLAIN P. (1899)
Note sur le gisement de minerai de fer du département de Meurthe et Moselle. Soc. belge géol. mém., V. 13.
- VILLAIN P. (1902)
Le gisement de minerai de fer oolithique de la Lorraine. Ann. Mines, Paris, mém., sér. 10, t. 1.
- WATERLOT G. (1963)
Trias du bassin de Paris. Mém. B.R.G.M., Colloque Trias, France, n° 15, p. 73-78.
- VILLEMIN J. (1963)
Trias des sondages du bassin de Paris de la régie autonome des pétroles. Mém. B.R.G.M., Colloque Trias, France, n° 15, p. 89-122.
- YAPAUDJIAN L. (1963)
Essai de caractérisation des sédiments permien et triasiques dans le bassin de Paris. Mém. B.R.G.M. Colloque Trias, France, n° 15, p. 123-142.
- ZENKOVITCH V.P. (1964)
Formation and burial of accumulative forms in littoral and near shore marine environment.
Sixth Int. Sedim. Congr., Amsterdam.
- ZOBELL C.E. (1946)
Studies on redox potentials of marine sediments. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 30, p. 477-513.

